

Н.С. СКРИПЧЕНКО

*

**ГИДРОТЕРМАЛЬНО –
ОСАДОЧНЫЕ
СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ
БАЗАЛЬТОИДНЫХ
ФОРМАЦИЙ**

Н. С. СКРИПЧЕНКО

*

**ГИДРОТЕРМАЛЬНО-
ОСАДОЧНЫЕ
СУЛЬФИДНЫЕ
РУДЫ
БАЗАЛЬТОИДНЫХ
ФОРМАЦИЙ**

508



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
Москва 1972

Н. С. Скрипченко. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972, 216 с.

Гидротермально-осадочные процессы в образовании крупных сульфидных месторождений меди, свинца, цинка и других металлов играют большую роль. Однако механизм этих процессов не нашел должного освещения в советской и зарубежной литературе. Настоящая монография является попыткой частично восполнить этот пробел.

Автор в течение 15 лет проводил рудничное и лабораторное исследование гидротермально-осадочных колчеданных месторождений, ассоциированных с базальтоидными формациями, на Кавказе и Южном Урале, познакомился с месторождениями Озерным (Забайкалье) и Атасуйской группы (Центральный Казахстан), а также с коллекциями руд многих колчеданных месторождений в СССР и за рубежом. В работе дано описание геолого-фацциальной и физико-химической модели гидротермально-осадочного сульфидного процесса на основе анализа геологических, структурно-минералогических и других особенностей ископаемых колчеданных месторождений. Все разнообразие гидротермально-осадочных колчеданных руд объединено в три фацциально-генетических типа: гидротермально-метасоматический, метасоматически-осадочный, осадочный. При накоплении осадочных и метасоматически-осадочных типов руд главную роль играло хемогенное осаждение сульфидов; это доказывается исследованием форм выделения сульфидов в рудах большого числа месторождений. Процесс осаждения колчеданных руд принципиально отличается от процесса отложения аутигенных сульфидов в терригенных формациях, что отмечается в монографии. В гидротермально-осадочных рудах обнаруживаются биогенные формы дисульфидов железа, образовавшиеся при микробиологической редукции сульфатов. Выявлены и рассмотрены некоторые из этих форм. Описаны диагенетические преобразования колчеданных руд различных типов, включая осадочно-кластические рудные брекчии.

Современная теория гидротермально-осадочного сульфидного процесса в вулканических формациях должна включать в себя прежде всего физические закономерности концентрации руд и термохимическое описание процесса. Об этом в вопросах посвящен значительный объем монографии. В заключение обобщены геологические предпосылки поисков гидротермально-осадочных сульфидных руд в вулканогенных формациях.

Книга рассчитана на геологов, изучающих рудные месторождения вулканогенных и осадочных формаций, минералогов и петрографов.

Таблиц 7, иллюстраций 67, список литературы — 119 названий.



ВВЕДЕНИЕ

Монография содержит детальный анализ многообразных форм проявления, геолого-фациальных и физико-химических закономерностей образования колчеданных руд гидротермально-осадочных месторождений базальтоидных вулканических геосинклинальных формаций. Результаты исследования колчеданных месторождений Урала, Кавказа, Испании, Японии, Северной Америки, Австралии и других районов мира, обобщенные А. Н. Заварицким (1936), С. Н. Ивановым (1959, 1966), В. И. Смирновым (1959—1968 гг.), М. Б. Бородаевской (1961, 1964), Т. Ватанабе (Watanabe, 1965), А. Кинкелем (Kinkel, 1966) и др., позволили установить следующее: отложение колчеданных руд происходило во многих случаях на поверхности раздела вулканогенно-осадочная толща — морская водная среда, в других случаях в толще пород на глубину до 1—1,5 км от поверхности континентальной или субмаринной коры. Процесс образования колчеданных руд гетерогенный и включает в себя гипогенное жильно-метасоматическое и экзогенное осадочное минералообразование. По мнению автора, главную роль в образовании крупных стратиформных колчеданных месторождений играли хемогенно-осадочные и гибридные типы рудогенеза, определенные как осадочно-метасоматические (Скрипченко, 1966, 1968, 1970).

Накопление нового фактического материала за последнее десятилетие позволило доказать гидротермально-осадочное происхождение ряда крупных колчеданных месторождений, чем стимулировалось развитие гидротермально-осадочной теории сульфидного рудогенеза. В ходе обычной морской седиментации хемогенное осаждение сульфидов либо вообще не имеет места, либо играет подчиненную роль по сравнению с выделением сульфидов путем диагенетического преобразования карбонатных и кислородных соединений металлов в илах (Страхов, 1962). Это объясняется очень низкой концентрацией сульфидов в обычных морских водах. Условия гидротермально-осадочных процессов, протекающих в зонах смешения концентрированных гипогенных газо-гидротерм и морской воды, должны благоприятствовать хемогенному осаждению сульфидов. В данном случае около выходов ювенильных растворов

в морскую среду образуются концентрированные рассолы, содержащие железо, медь, свинец, цинк, барий, серу и другие компоненты. Современные аналоги таких сред, где бы происходило интенсивное сульфидоотложение, не известны из-за слабой изученности морского дна. Их отдаленным прототипом могут служить воды донных впадин вблизи подводных вулканов островов Новые Гебриды (Шеньо и др., 1965) и открытые в 1964—1966 гг. гидротермальные озера на дне Красного моря (White, 1968). В зоне смешения морских вод и газо-гидротерм около вулкана Каруа (Новые Гебриды) содержание меди составляет 12 мг/л. Концентрация такого порядка вполне достаточна для отложения сульфидов цветных металлов (Лебедев, 1970).

На современной стадии изучения гидротермально-осадочных сульфидных руд наиболее полная картина их размещения и физико-химических закономерностей отложения может быть составлена на основании рудничного и лабораторного исследования месторождений и многообразных разновидностей руд. Фактический материал для монографии был собран во время полевых работ на месторождениях Урупском, Худесском (Северный Кавказ), Блявинском, Комсомольском (Южный Урал), Жайрем (Центральный Казахстан) и при посещении ряда других колчеданных месторождений (Сибайского, Гайского на Южном Урале, Озерного в Бурятии, Кизил-Дере в Дагестане и др.). Были использованы также коллекции колчеданных руд месторождения Фурутобе (Япония), Раммельсберг (ФРГ), пробы донных илов Тихого океана.

Общая постановка и решение наиболее сложных вопросов монографии многократно обсуждались с акад. В. И. Смирновым и проф. А. В. Пэком, автор признателен им за постоянную поддержку в работе. Автор благодарит проф. В. Н. Котлыра за критические замечания по рукописи, а А. С. Тамбиева, Н. А. Савченко, Б. А. Петросянца, А. А. Рожнова, А. Р. Воронова, В. А. Лыткина и И. Н. Крылова за помощь в полевых и лабораторных исследованиях.

І. ФАЦИИ КОЛЧЕДАННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУД

На многих колчеданных месторождениях, ассоциированных с базальтоидными вулканогенными геосинклинальными толщами (Урупское и Худесское на Северном Кавказе, Блявинское и Комсомольское на Южном Урале, Фурутобе в Японии, Шаства Каунти в США, Рио-Тинто в Испании, месторождения о-ва Кипр и др.), наблюдается одна и та же последовательность расположения различных типов руд по отношению друг к другу и в направлении низ—верх разреза вмещающих пород (см. рис. 1, 2, 3, 5): 1) почва — гидротермально переработанные породы с прожилково-вкрапленным и гнездовым сульфидным оруденением, 2) основная рудная залежь — пластовое, линзовидное или неправильное тело сплошных руд, залегающее согласно со слоистостью; у некоторых неправильных тел согласно залегают кровля тела, а в почве имеются рудные апофизы, уходящие на глубину; 3) кровля — вулканогенно-осадочные и эффузивные породы, не подвергшиеся гидротермальным изменениям или измененные локально на глубину до нескольких метров. Основная рудная залежь, в свою очередь, во многих случаях дифференцирована на пиритные (серноколчеданные), медные и цинковые колчеданные руды. Первые имеют тенденцию локализоваться в нижней и центральной, вторые — в верхней и фланговых частях залежей.

Приведенная последовательность представляет обобщенную фациальную схему месторождений колчеданного типа. В каждом отдельном месторождении наблюдается более сложное сочетание различных типов руд, а в некоторых случаях месторождение представлено практически только одним типом.

І. УРУПСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Промышленные руды на Урупском месторождении сконцентрированы преимущественно в главном рудном теле. Оно залегают в зоне контакта толщи кварцевых альбитофиров и диабазов с толщей туфогенно-осадочных пород (нижний — средний девон) (Скрипченко, 1966₁).

Рудное тело представляет собой примерно изометричную в плане пластовую согласную залежь с отношением длины по простиранию к длине по падению 7 : 6. Неоднородность формы, проявляющаяся в деталях строения залежи, обусловлена следующими причинами: а) нестабильностью первичной фациальной обстановки формирования ее, с чем связано расщепление залежи на параллельные слои и многочисленные пережимы ее мощности; б) пострудными разрывными и пликативными дислокациями, в результате которых залежь неоднородно изогнута и разбита на многочисленные мелкие блоки.

Непосредственно в почве колчеданной залежи наблюдаются кварцевые альбитофиры и вулканогенно-осадочные породы. Последние имеют мощность до 5—10 м. В кровле обычно залегают неизменные кремнистые сланцы. Но они, строго говоря, не являются границей распространения колчеданных руд. Руды обнаруживаются в нормальном переслаивании со сланцами в местах расщепления рудного тела на два или несколько пластов. Таким образом, положение главного рудного тела характеризуется тесной ассоциацией его с фациально неоднородной вулканогенно-осадочной толщей, причем тело по своему положению в разрезе отмечает границу резкой изменчивости фациальной обстановки при накоплении околорудных пород. В зоне переслаивания с рудой и выше основную роль играют кремнистые сланцы, представляющие собой красные и зеленые пелитоморфные силицитовые хемогенные осадки с остатками радиолярий. Осадки в подрудной части разреза представлены туфопесчаниками, гравелитами и конгломерато-брекчиями.

По форме и внутреннему слоистому строению главная рудная залежь представляет собой ассоциации линз и пластов, согласно переслаивающихся с окружающими породами. Обычно они нормально выклиниваются среди вмещающих пород. В редких случаях отмечаются резкие окончания пластов. Такие окончания, характерные для пластов, подстилающихся и перекрывающихся грубообломочными конгломератами, объясняются как сингенетичные локальные перемывы рудных тел. По многим признакам они отличаются от «тупых» пострудных тектонических срезаний рудных тел.

Для отдельных участков кровли рудных тел характерно тонкое переслаивание колчеданной руды и сланцев. Во многих местах верхняя часть рудных тел представлена так называемыми рудными микрокварцитами — это кремнисто-колчеданные руды с необычно высоким отношением кремнезем: сульфиды (около 10).

Почва главного рудного тела имеет следующие особенности. Самая нижняя часть представлена рудой конгломератового или гравелитового облика, с включениями окатанных галек и угловатых обломков в основном кварцевых альбитофиров. Книзу количество галек увеличивается и в самом основании, как правило, имеется тонкий прослой гравелита или конгломерата, сцементированного сульфидами. Кверху обломки исчезают в 20—30 см от основания

рудного слоя. Конгломератовидные руды прослеживаются почти на всем протяжении по простиранию рудной залежи.

Вулканогенно-осадочные околорудные породы выделяются внутри вулканогенной толщи как пачка грубокластических пород в основании и хорошо расслоенных и в то же время плотных пелитоморфных существенно кремнистых в верхней надрудной части. Наличие в этой пачке небольших тел альбитофировых лав указывает на образование ее в последний прерывистый этап излияния кислых лав рудовмещающей свиты. Общая форма пачки наследует блюдцеобразную депрессию глубиной от 0 до 50—100 м в центральной части (см. рис. 1). Дно депрессии и разрез ниже ее представлены интенсивно гидротермально переработанными лавами и вулканогенно-осадочными породами. Тела сплошных колчеданных руд морфологически выделяются как составная часть пачки и залегают на границе раздела глубоко измененного гидротермальными процессами основания пачки и неизменной верхней части.

Описанная депрессия представляет собой конседиментационную впадину. В ее центральной части располагалась зона разгрузки палеовулканических газо-гидротермальных растворов. Одновременно с этим на площади депрессии происходила гидротермально-осадочная аккумуляция пород и колчеданных руд.

Детальный фациальный разрез Урупского месторождения (рис. 1) построен на основании документации горных выработок верхних горизонтов. При составлении разреза были сняты пострудные тектонические нарушения, а почва надрудных кремнистых сланцев принята как горизонтальная поверхность. Главное рудное тело месторождения выполнено следующими структурно-минеральными типами руд: серно- и медно-цинково-колчеданными сплошными рудами, слоистыми медноколчеданными, медными и цинковыми кремнисто-колчеданными прожилково-вкрапленными рудами. Каждый тип руд пространственно более или менее строго обособлен и имеет тенденцию занимать одно и то же место относительно других в поперечном или продольном разрезе рудных линз и пластов.

Прожилково-вкрапленные руды и непромышленная пиритная минерализация наблюдаются в почве рудного тела в толще гидротермально окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных пород. Интенсивность сульфидной минерализации и переработки пород имеет прерывистый характер. Это выражается в наличии в породах почвы больших участков, не подвергшихся гидротермальным изменениям. Кроме того, выделяются участки, отличающиеся друг от друга по интенсивности изменений (см. рис. 1). Границы между этими участками расположены поперечно к залеганию рудного тела и слоистости. В силу этого участки имеют вид столбов, осевые части которых прослеживаются на глубину перпендикулярно рудному телу. В столбах гидротермально измененных пород ясно выражено прогрессивное возрастание количества пирита в направлении снизу вверх к почве рудного тела.

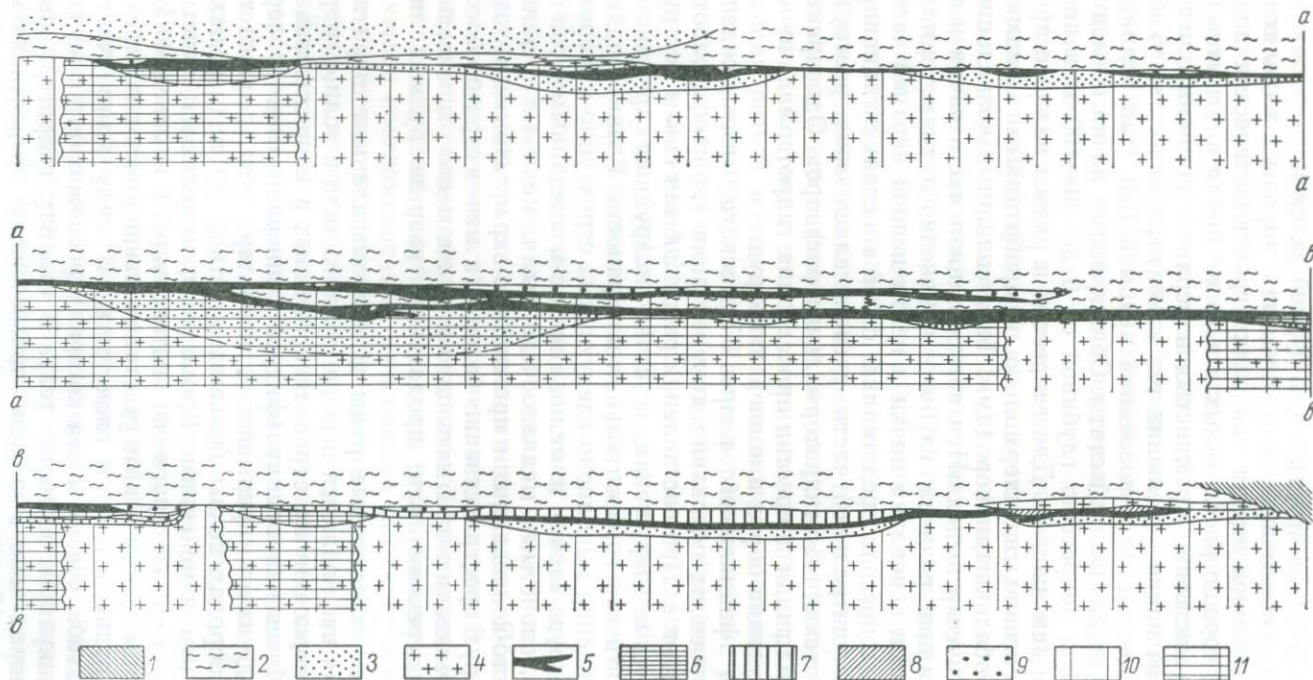


Рис. 1. Геолого-фациальный разрез Урупского месторождения. Составлен Н. С. Скрипченко и А. С. Тамбиевым

1 — конгломераты и песчаники нижней юры; 2 — красные и зеленые кремнистые сланцы; 3 — туфопесчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — сплошные медные и медно-цинковые колчеданные руды; 6 — сплошные серноколчеданные руды; 7 — слоистые (седиментные) медноколчеданные руды; 8 — цинково-колчеданные руды; 9 — кремнисто-колчеданные руды; 10 — слабо гидротермально измененные породы; 11 — интенсивно гидротермально измененные породы

Прожилково-вкрапленное оруденение в породах кровли, как правило, отсутствует. Но в отдельных участках наблюдаются пиритные прожилки на расстоянии до 1 м от рудного тела.

Отчетливо асимметричный характер размещения прожилково-вкрапленной минерализации в виде столбов, уходящих на глубину от почвы рудного тела, указывает на то, что эта минерализация отложена восходящим потоком глубинных газо-гидротерм. Но в то же время столбы прожилково-вкрапленной минерализации не продолжают в породах кровли рудного тела. Этот факт указывает, что восходящая фильтрация газо-гидротерм в общем приостановилась к началу накопления пород кровли, но не строго синхронно в различных частях месторождения.

Серноколчеданные сплошные руды состоят обычно на 80—95% из зернистого агрегата пирита, примеси халькопирита, сфалерита (менее 1%), кварца, серицита или хлорита (20—5%). Эти руды выполняют нижнюю часть рудного тела; особенно характерны они для небольших по простиранию, но сравнительно мощных рудных линз в центральной и восточной частях рудного тела (см. рис. 1).

Медноколчеданные сплошные руды являются главным типом промышленных руд месторождения. Они имеют зернистое строение и состоят из пирита (до 80%), халькопирита (10—50%), борнита (до 30%), примеси сфалерита, блеклых руд, а также кварца, хлорита, карбоната. В поперечном разрезе рудного тела содержание меди последовательно возрастает от почвы к кровле, что характерно для первичной зональности многих колчеданных рудных тел вообще (Скрипченко, 1964₁).

Медно-цинковая разновидность сплошных руд играет подчиненную роль и тесно ассоциируется с медноколчеданным типом. Медно-цинковые руды также концентрируются в средней и верхней частях разреза рудного тела, однако для них характерна локализация в виде небольших участков и даже мелких гнезд внутри рудной залежи.

Слоистые медноколчеданные руды представляют собой тонкое ритмичное переслаивание гидротермально не измененных туфогенно-осадочных силицитов, алевролитов, песчаников и пирит-халькопиритовых руд. Рудные слои отличаются от сплошных руд более низким отношением сульфиды: нерудный материал, колеблющимся от 1:10 до 1:1. Нерудный материал представлен туфогенно-осадочным обломочно-пелитовым агрегатом. Слоистые руды наблюдаются в виде пачки мощностью 0,7—1,2 м и протяженностью по простиранию около 350 м в кровле главного рудного тела на его восточном фланге (см. рис. 1). Установленный факт смены в кровле основной залежи переслаиванием колчеданной руды и нормальных сланцев лишает оснований предположение об экранирующей роли надрудной толщи неизмененных туфогенно-осадочных пород.

Кремнисто-колчеданные руды представляют собой структурно неоднородные скрыто- и крупнокристаллические существенно

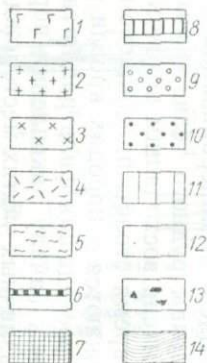
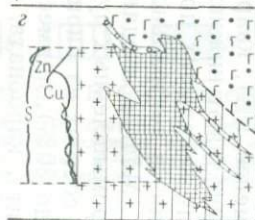
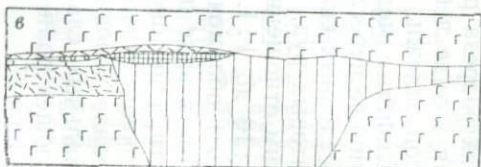
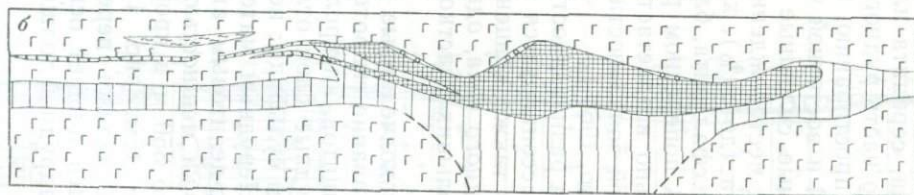
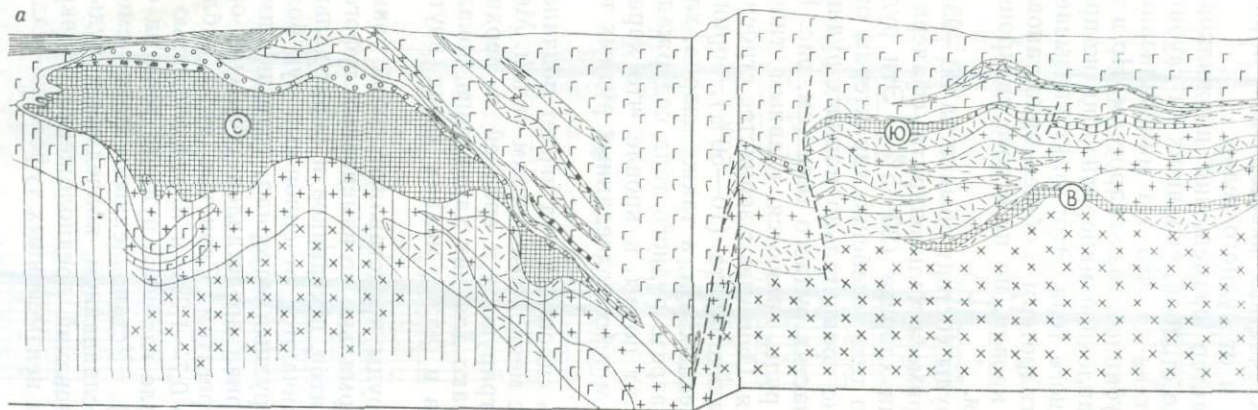


Рис. 2. Геолого-фациальные разрезы

а — Главная месторождение, Составлен Н. С. Скрипченко и А. Р. Вороновым; *б* — промежуточная рудная залежь Худесского месторождения, Составлен Н. С. Скрипченко; *г* — Новосибайское месторождение. По М. С. Шнейдеру, 1962

1 — эффузивные породы основного состава, в том числе спилитовые брекчи; *2* — эффузивные и субвулканические породы кислого состава; *3* — бескварцевые аллюитофилы; *4* — туфогенно-осадочные обломочные породы; *5* — кремнистые аяшвилдские осадочные породы; *6* — углесто-битуминозные гранитоидные сланцы; *7* — слюдяные колчеданные руды; *8* — слюдяные колчеданные руды; *9* — красные слюдяные осадочные образования (кремнисто-гемаитовые, опал-ярозит-охровые и др.) с обломочными включениями колчеданной руды; *10* — обломки колчеданной руды в различных породах; *11* — оруды гидротермально измененных пород; *12* — гипергенно обеленные диабазы и другие породы; *13* — железная шляпа и кремнисто-гипсовая сыпушка; *14* — мезо-кайнозойские глинистые отложения

кварцевые (кварц около 90—95% объема) образования с примесью вкрапленной и прожилковой пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализации. Они тесно ассоциированы со сплошными колчеданными рудами, обычно обособливаясь в виде линз или пластообразных тел главным образом в кровле и на выклиниваниях колчеданных тел (см. рис. 1).

Фациальная схема главного рудного тела вскрывает характерные эмпирические соотношения выделенных типов оруденения. Участки пережимов и выклинивания колчеданных тел, как правило, подстилаются наиболее слабо гидротермально измененными породами. В то же время почва наиболее мощных участков рудного тела представлена весьма интенсивно гидротермально измененными породами. Для этих участков характерно преобладающее развитие серноколчеданных сплошных руд. Кремнисто-колчеданные руды локализируются предпочтительно в тех участках, где почва рудного тела слабо или совсем не изменена (см. рис. 1). Дифференцированная залежь колчеданных полиметаллических и слюдяных медноколчеданных руд на восточном фланге в почве сменяется сравнительно равномерно измененными метасоматитами, которые нельзя отнести к числу наиболее глубоко переработанных пород.

Отмеченные соотношения позволяют сделать следующий вывод: изменчивость различных свойств рудного тела и в первую очередь мощности и текстурно-минералогических особенностей в определенной степени коррелируется с интенсивностью гидротермальных превращений в породах почвы.

2. ХУДЕССКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ)

Худесское месторождение представлено главной и промежуточной рудными линзами сплошных колчеданных руд, согласно залегающими в палеозойской толще «подушечных» спилитов с подчиненными андезит-дацитовыми порфиритами и вулканокластическими породами.

Главная залежь характеризуется резким западным и постепенным восточным выклиниванием. Фациальный разрез залежи (рис. 2)

обнаруживает коррелятивную зависимость между изменением мощности, состава руд и распределением и интенсивностью гидротермальных изменений пород почвы. Наиболее мощная и в то же время бедная по содержанию меди центральная часть рудной линзы подстилается осевой частью столба гидротермально измененных пород. В области западного окончания линзы гидротермальным изменениям подверглись породы кровли. Это, однако, несколько не затушевывает главной закономерности в размещении ореола изменений, заключающейся в асимметрии последнего относительно рудной залежи и в распространении его на большую глубину в подстилающую толщу.

На восточном фланге гидротермальные изменения пород в почве рудного тела постепенно затухают, и здесь колчеданные руды залегают на нормальных спилитах. Кровля линзы сплошных руд представлена нормальными спилитами. Но непосредственно на колчеданную руду нередко налегает тонкий слой кремнисто-гематитового туффита с обломками руды.

Внутреннее строение рудного тела зонально: центральная и нижняя части выполнены серноколчеданными рудами, кровля и фланги — бедными медноколчеданными. На восточном фланге продолжением залежи являются тонкие пласты слоистых сульфидно-гематитовых руд, весьма обогащенных сульфидами меди. Данная зональность находится в соответствии с формой и зональностью ореола гидротермальных изменений в почве рудного тела. Серноколчеданные разности соответствуют участкам ореола, подвергшимся наиболее глубокому изменению. Медистость руд возрастает на флангах, и в этом же направлении снижается интенсивность изменений. Наконец, медистые слоистые сульфидно-гематитовые руды подстилаются неизменными спилитами.

Схема образования этой зональности хорошо согласуется с гидротермально-осадочным представлением о генезисе Худесского месторождения (Скрипченко, 1966₁). Зональность контролировалась изменчивостью условий среды, что в свою очередь зависело от расстояния различных зон осаждения руд от выходов глубинных газогидротерм. Высокомедистые сульфидно-гематитовые руды отложились за пределами выходов и, как было показано в других работах (Скрипченко, 1963₂, 1966₁), представляют собой «чисто» хемогенно-осадочный тип колчеданных руд. Генетически рассматриваемая зональность относится к фациальной зональности.

Фациальная схема промежуточного рудного тела (см. рис. 2) приведена как пример значительного смещения осевой части воронкообразного столба гидротермальных метасоматитов относительно линзы сплошных медноколчеданных руд. На большей площади ореол перекрывается теми же нормальными спилитами, которые образуют кровлю линзы сплошных руд. Детальное изучение строения промежуточного рудного тела, особенно его кровли, привело к решению о гидротермально-осадочном происхождении тела (Скрипченко, 1966₁).

3. КОМСОМОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Комсомольское медно-цинковое колчеданное месторождение расположено в Блявинском рудном поле, описание которого дано в работах А. Н. Заварицкого (1936), Т. Н. Шадлун (1948), А. К. Германа и Л. Д. Русаковой (1962), Г. Ф. Яковлева и др. («Палеозойский вулканизм...», 1968). Структурные построения на месторождении были выполнены А. К. Германом, В. И. Толоконниковым, А. Р. Вороновым, Г. П. Зарайским.

Залежи колчеданных руд имеют здесь форму линз и пластовых тел и согласно залегают в зоне контакта липаритовых и дацитовых

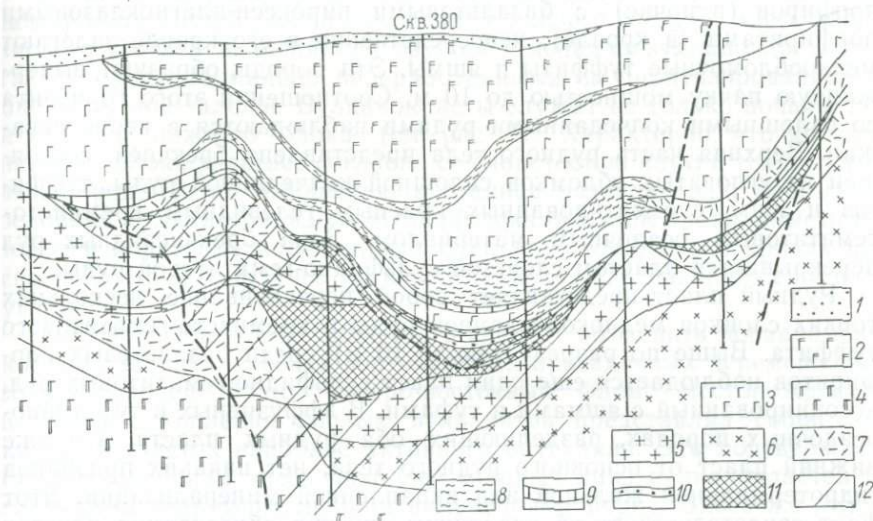


Рис. 3. Геолого-фациальный разрез Комсомольского месторождения. Составлен Н. С. Скрипченко и А. Р. Вороновым

1 — кайнозойские суглинки; 2 — зернистые диабазы; 3 — плотные диабазы, спилиты; 4 — миндалекаменные диабазы; 5 — липаритовые порфиры; 6 — липарит-дацитовые порфиры; 7 — вулканические брекчии и туфы кислого состава; 8 — туффиты, туфоалевролиты и яшмы; 9 — слоистые медноколчеданные руды; 10 — брекчиевидные руды; 11 — сплошные колчеданные руды; 12 — участки гидротермально измененных пород

порфиров (почва) с основными эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями (кровля) нижней толщи верхнеблявинской подсвиты силурийского осадочно-вулканогенного комплекса (рис. 3).

Непосредственно в кровле рудных тел наблюдаются миндалекаменные пироксен-плагноклазовые базальтовые порфириты с многочисленными прослоями мелкообломочных туффитов основного и среднего состава и кремнисто-гематитовых яшмоидов. В подчиненном количестве здесь встречаются тонкие слои углисто-кремнистых алевролитов. Выше базальтовых порфиритов преобладающую роль играют вариолиты и спилиты с многочисленными горизонтами

углисто-глинисто-кремнистых алевропелитов и туффитов основного и среднего состава.

Лежащий бок рудных тел представлен липаритовыми и дацитовыми порфирами, которые залегают в основании нижней толщи верхнеблявинской подсыты и слагают так называемое Блявинско-Комсомольское тело кислого состава. Из одиннадцати рудных тел, выявленных на Комсомольском месторождении, главное рудное тело является наиболее крупным, здесь сосредоточено около 85% общего количества руды. Оно имеет форму неправильной линзы с асимметричным раздувом в северо-восточной части, где мощность тела достигает 100 м.

Хотя в общем рудное тело приурочено к контакту липаритовых порфиров (в почве) с базальтовыми пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами (в кровле), непосредственно в его кровле залегают мелкообломочные туффиты и яшмы. Эти породы образуют выдержанную пачку мощностью до 10 м. Соотношения этого горизонта со сплошными колчеданными рудами наблюдаются в керне скважин. Верхняя часть рудного тела представлена брекчией, состоящей из угловатых обломков сплошной колчеданной руды, туффитов и яшм, сцементированных красным гелевидным кремнисто-гематитовым осадочным материалом. Зона брекчиевидных руд перекрывается пластом слоистой сульфидно-гематитовой руды.

Рудный пласт представляет собой переслаивание нескольких тонких слоев медноколчеданной руды и кремнисто-гематитового туффита. Выше по разрезу (около 10 м) среди базальтовых порфиритов наблюдается еще один пласт сульфидно-гематитовых руд, ассоциированный с яшмами и туфами. В эффузивных и туфогенно-осадочных породах, разделяющих оба рудных пласта, а также нижний пласт от основного рудного тела, нет никаких признаков гидротермальной жильной или вкрапленной минерализации. Этот факт свидетельствует об осадочном способе образования пластов слоистых руд, а также об эпигенетическом характере пород кровли главной рудной залежи.

В поперечном разрезе по падению главное рудное тело постепенно уменьшается в мощности и приобретает строгую пластовую форму (см. рис. 3). Одновременно на этом участке сплошные руды фациально замещаются слоистыми сульфидно-гематитовыми. Последние имеют мощность от 1 до 4 м и прослеживаются на расстоянии до 400 м. Слоистость выражена как чередование прослоев красных яшмовидных осадков и медноколчеданной руды.

Еще один тип сульфидных проявлений в породах кровли Комсомольского месторождения — пиритные битуминозные алевролиты. Они залегают в виде невыдержанных горизонтов среди диабазов и представляют собой диагенетически-осадочные биогенные выделения дисульфида железа, не содержащие медного или цинкового оруденения.

Породы почвы главной рудной залежи разбурены скважинами на небольшую глубину. Независимо от состава эти породы гидро-

термально изменены и пиритизированы. Наиболее интенсивные изменения и пиритизация свойственны породам, подстилающим самый мощный участок рудного тела. В поперечном разрезе на этом участке тело расщепляется на верхний правильный и нижний неправильный, сильно выпуклый книзу, линзовидные блоки (см. рис. 3). Верхний блок строго коррелируется с колчеданными линзами, залегающими на контакте толщ кислых и основных лав и туфов. Руды в кровле этого блока тонко переслаиваются с нормальными неизмененными яшмами и туффитами. Поэтому нет сомнения в том, что кровля тела представляет собой нормальную стратиграфическую поверхность.

Нижний неправильный блок выклинивается на северо-восточном фланге внутри толщи лав и туфов кислого состава. Здесь лавы кислого состава вытесняются грубообломочными вулканокластами, глубоко гидротермально переработанными и пиритизированными около рудной залежи. Вулканокласты служат не только почвой, но и кровлей нижнего блока (см. рис. 3). Характерно, что кровля нижнего блока залегаёт согласно со слоистостью внутри толщи кислых пород. Но по отношению к границе раздела толщ кислых и основных вулканитов, вдоль которой локализованы правильные линзовые и пластовые колчеданные тела, эта слоистость и кровля на северо-восточном фланге главного рудного тела расположены под углом.

Несовпадение плана слоистости следует объяснить неравномерностью синвулканических вертикальных просадочных перемещений во вмещающей толще. Северо-восточный фланг месторождения в период накопления кислых вулканитов представлял собой локальный участок наиболее активного опускания. Это подтверждается накоплением здесь наиболее мощных линз вулканокластов и глубокими гидротермальными изменениями пород. Здесь же отложились наиболее ранние колчеданные руды нижнего блока основной залежи. Эти руды избирательно дроблены и дислоцированы в отличие от руд верхнего блока и второстепенных залежей, приуроченных к границе толщ основных и кислых пород.

Таким образом, главное рудное тело Комсомольского месторождения представляет собой ассоциацию двух различных по времени формирования рудных блоков. Нижний более древний блок образовался в условиях активных тектонических движений и связанного с этим проседания пород почвы. Верхний более молодой блок залегаёт, как и контакт толщ основных и кислых пород, с небольшим локальным угловым несогласием на нижнем.

В заключение отметим следующие общие особенности Комсомольского месторождения. В его фациальной схеме ассоциируются три принципиально различных типа сульфидных выделений: сплошные колчеданные руды, слоистые сульфидно-гематитовые руды и гидротермально измененные породы с прожилково-вкрапленными сульфидными выделениями. Отсутствие гидротермальных изменений

пород и слоистых руд в кровле и распространение этих изменений в породах почвы главной рудной залежи служит характерным признаком принадлежности Комсомольского месторождения к группе гидротермально-осадочных месторождений.

4. БЛЯВИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Геологическое строение и колчеданные руды Блявинского месторождения рассмотрены во многих работах (Заварицкий, 1936; Роговер, 1939; Шадлун, 1948; Герман, Русакова, 1962; «Палеозойский вулканизм. . .», 1968; Ручкин, Демин, 1969; Скрипченко, Воронов, 1969, и др.). На месторождении известны четыре колчеданные линзы — Северная, Южная, Восточная и Малая. Самая крупная Северная линза характеризуется неправильной резко асимметричной формой. Северная самая мощная часть ее на глубине по падению имеет «тупое» и резко пальцеобразное окончание, на южном продолжении она постепенно выклинивается. Южная линза находится на южном продолжении Северной и представляет собой правильное небольшое по размерам пластовое тело. Северная и Южная линзы залегают на контакте кварцевых альбитофиров и диабазов; Южная залегает вполне согласно со слоистостью вмещающих пород, представленных на южном фланге месторождения не только кварцевыми альбитофирами и диабазами, но и туфогенно-осадочными отложениями. Соотношения Северной линзы со слоистостью окружающих пород более сложны. Данные документации кровли линзы, проведенной автором совместно с А. Р. Вороновым в карьере, показали, что кровля (как и южное продолжение линзы в целом, см. рис. 2) залегают согласно. Это подтверждается следующим: в кровле между диабазами и сплошными колчеданными рудами часто наблюдаются линзы красных кремнисто-глинисто-гематитовых пород, а южное окончание рудного тела представляет собой тонкое переслаивание туфопесчаников, кремнистых сланцев и колчеданной руды. Северное окончание Северной линзы имеет сложную форму, мощность линзы здесь достигает нескольких десятков метров. К северу, как и на глубину, линза резко заканчивается, образуя ряд неправильных коротких апофиз во вмещающих породах.

В поперечном к напластованию разрезе Блявинское месторождение, как и другие типичные колчеданные месторождения, имеет зональное строение. Породы, образующие почву Северной линзы, гидротермально изменены, причем особенно интенсивно в северной половине, где мощность рудного тела максимальная. На южном продолжении месторождения гидротермальные изменения в лежащем боку затухают и Южная линза, как и южное окончание Северной, подстилается нормальными диабазами и кварцевыми альбитофирами.

Изменение формы, мощности и текстурных особенностей сплошных колчеданных руд Северной залежи находится в зависимости от гидротермальных изменений пород в почве. Наиболее мощная неправильная северная часть рудного тела подстилается столбом глубоко переработанных кварц-серицитовых пород с прожилково-вкрапленными выделениями сульфидов. К югу, по мере уменьшения степени гидротермальных изменений в почве, Северное рудное тело приобретает более правильную линзовую форму. Южная линза, подстилающаяся неизменными альбитофирами, имеет пластовую форму. Колчеданные руды Южной линзы, как и южного окончания Северной, имеют тонкослоистую текстуру и представляют собой переслаивание туфогенно-осадочных пород и медноколчеданной руды. Руды мощной части Северной линзы относятся к типу сплошных медноколчеданных. В их составе главную роль (свыше 95% объема) играет дисульфид железа. Насыщенность сульфидами слоистых руд гораздо более низкая (в среднем 30—40% объема).

Породы кровли Северной и Южной линз не несут гидротермальных изменений. В общем это покров диабазов с редкими прослоями граптолитовых сланцев. Однако в деталях строение перекрывающей толщи пород более сложно. В мощной части Северной линзы в ее кровле наблюдаются многочисленные углубления, заполненные тонкослоистыми и массивными обогащенными гематитом и гидроокислами железа осадочными породами. В минеральном составе этих пород главную роль играет кремнезем, а также ярозит. Количество гематита и гидроокиси железа варьирует от 3—5 до 50%. Значительную примесь составляет также барит и гипс. Максимальная мощность красных осадков обычно не превышает 2—3 м. В основании линз этих пород встречаются угловатые и слабо окатанные фрагменты колчеданной руды. Рудные обломки плохо сортированы по размеру (от долей сантиметра до 0,5 м) и по форме. На контакте со сплошными рудами красный осадок нередко заполняет трещины в рудном теле. Все это указывает на базальный характер данных рудных брекчий. Этот вывод подкрепляется еще одной особенностью строения кровли рудного тела. На многих интервалах непосредственной кровлей служат диабазы. В диабазах рудные обломки не встречаются или очень редки. Это объясняется тем, что рудные обломки аккумуляровались только в углублениях поверхности рудного тела, где и были еще до образования покрова диабазов сцементированы кремнисто-гематитовыми осадками.

На южном фланге Северной линзы площадь развития осадочных пород и их мощность в кровле возрастают. Но осадочная толща здесь содержит серые туфопесчаники и черные углисто-битуминозные сланцы. Южная рудная линза перекрывается этой же осадочной толщей.

Как осадочные породы, так и диабазы в кровле месторождения подверглись гипергенному серноокислотному выщелачиванию,

результат этого — приконтактные зоны обеления диабазов, выщелачивание осадочных пород и рудных обломков, образование сульфатов.

5. СИБАЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Геолого-структурная характеристика Сибайского месторождения содержится в работах С. Н. Иванова (1959), В. А. Прокина, Н. К. Паливода, Г. К. Долматова (1962), М. Б. Бородаевской и Н. А. Перижняк (1961), С. А. Рокачева (Иванов, Рокачев, 1966), Е. В. Праховой и С. А. Рокачева (1969).

Месторождение залегает среди вулканогенных пород карамалыташской свиты (нижний девон) в сводовой части и восточном крыле брахиантиклинального поднятия, рассматривающегося как осложненное вулканическое сооружение. Наиболее крупное Новосибирское месторождение представлено морфологически сложным линзовидным телом сплошных колчеданных руд. Тело залегает в толще спилитов, кварцевых альбитофиров и вулканических брекчий основного состава. Последние наблюдаются и непосредственно в кровле рудного тела. Породы почвы содержат прожилково-вкрапленную пиритную минерализацию, окварцованы и серицитизированы. Вулканокласты и спилиты кровли аналогичных изменений не несут, но, как и другие вулканогенные породы района, подверглись региональному зеленокаменному изменению.

Сложная форма Новосибирского рудного тела рассматривается как сочетание поэтажно расположенных линз, хорошо обозначенных лишь на выклиниваниях по падению, восстанию и простиранию (см. рис. 2, г). Некоторые из линз на выклинивании переходят в пластовые колчеданные тела, протягивающиеся на сотни метров. Эти пласты тесно ассоциированы с туфопесчаниками, наблюдающимися как вдоль контактов, так и внутри рудных пластов.

В вулканокластических породах кровли главного рудного тела наблюдаются многочисленные обломочные рудные включения. Они особенно распространены непосредственно на контакте сплошных руд и вулканических брекчий. Выше этого контакта рудные обломки иногда концентрируются в отдельных пачках вулканокластов, распределяясь согласно слоистости.

Главное рудное тело имеет характерную поперечную зональность, описанную М. С. Шнейдером (1962). Сущность и количественную характеристику зональности отображает график содержания меди, цинка и серы (см. рис. 2, г). Отчетливо выражено обогащение медью и цинком верхней зоны рудного тела на фоне примерно постоянного количества серы, но максимум содержания цинка приходится на самую верхнюю часть тела, а максимум меди смещен книзу. Такой характер зональности принципиально аналогичен зональности в других колчеданных месторождениях, и в частности в месторождениях «черных руд» Японии.

Генезис Сибайского месторождения наиболее полно рассмотрен С. А. Рокачевым (1966), который приводит данные, подтверждающие гидротермально-осадочное происхождение колчеданных руд месторождения.

6. ОЗЕРНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Месторождение Озерное (Филько, Бабкин, Тарасова, 1967, и др.) представлено двенадцатью ритмично чередующимися в разрезе на расстоянии 10—40 м друг от друга согласными пластовыми

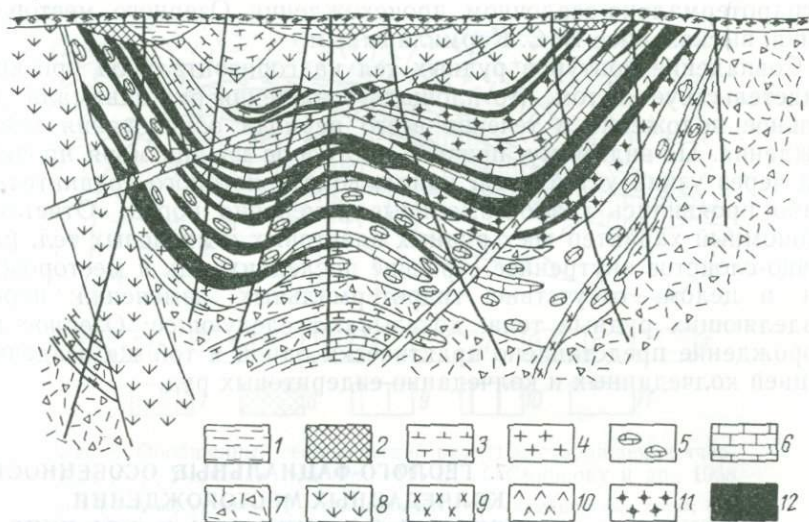


Рис. 4. Геологический разрез Озерного месторождения. По А. С. Филько, И. Н. Бабкину, Р. С. Тарасовой, 1967

1 — кора выветривания; 2 — бурые железняки; 3 — туфы кислого состава; 4 — углистые сланцы с туфами, туффитами и известняками; 5 — известняковые брекчии с туфовым материалом; 6 — известняки; 7 — эруптивные брекчии кварцевых порфиров; 8 — зеленочаменные диабазы; 9 — сиенит-порфиры; 10 — лейкократовые диабазовые порфиры; 11 — сидеритовые руды; 12 — колчеданные свинцово-цинковые руды

и линзовыми телами, преимущественно свинцово-цинковых колчеданных руд. Тела приурочены к брахисинклинальной складке нижнекембрийских осадочных и вулканогенных пород (рис. 4). В составе рудовмещающей (так называемой озерной) пачки главную роль играют туфы, туфолавы, туфогравелиты и брекчии кислого и среднего состава. Эти породы, как и рудные тела, переслаиваются с зелеными и черными алевропелитами, рифогенными известняками и брекчиями известняков. В основании толщи залегают кварцевые порфиры, которые, как и туфогенно-осадочные породы и руды, прорваны дайками диабазов и сиенит-порфиров.

На горизонтальной проекции контуры рудных тел накладываются друг на друга и занимают локальную изометричную площадь в центральной части мульды. Эта площадь представляла собой впадину на дне моря, что подтверждается широким развитием здесь обломочных брекчиевых фаций рифовых известняков.

Все рудные тела имеют внутреннее ритмично-слоистое строение. В переслаивании наряду со сплошными колчеданными рудами участвуют алевропелиты, туфопесчаники, гравелиты, брекчии, известняки и известняковые брекчии. Породы, разделяющие рудные слои, в том числе и брекчии известняков, не несут признаков гидротермальных изменений. Эти признаки не выражены и в породах лежащего бока месторождения. Такая особенность подтверждает мнение о гидротермально-осадочном происхождении Озерного месторождения, высказанное В. С. Кормилициным.

Совпадение контуров рудных тел на горизонтальной проекции свидетельствует о том, что площадь осаждения руд занимала стабильное положение в течение всего периода образования месторождения. По-видимому, привнос растворов на дно моря происходил через узкий устойчивый канал, вокруг которого сравнительно слабо проявились гидротермальные изменения пород. Отчетливо автономный характер всех рудных пластовых и линзовых тел, ритмично-слоистое внутреннее строение последних, как и месторождения в целом, отсутствие гидротермальных изменений пород, разделяющих рудные тела, доказывают следующее: Озерное месторождение представлено практически одной и той же осадочной фацией колчеданных и колчеданно-сидеритовых руд.

7. ГЕОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯПОНИИ, ИСПАНИИ, США И О-ВА КИПР

Наиболее значительная группа колчеданных месторождений Японии ассоциирована с субмаринной вулканогенной формацией третичного возраста (Watanabe, 1965). Схема геологического строения этих месторождений, получивших известность как месторождения «черных руд», рассмотрена В. И. Смирновым (В. И. Смирнов и др., 1968).

Основные рудные залежи постоянно располагаются в приконтактовой зоне риолитов с перекрывающимися их туфами и сланцами (рис. 5). Форма тел пластообразная, изометричная в плане, размер от нескольких десятков до нескольких сотен метров в поперечнике, при мощности от нескольких до 60—70 м. В их строении повсеместно отмечается устойчивая зональность. Снизу вверх выделяются следующие три основные рудные зоны: 1) зона бедных силикатных руд, представляющая мощный уходящий на большую глубину шлейф серицитизированных риолитов с вкрапленностью пирита

и халькопирита; 2) зона богатых желтых руд, представляющая плоские скопления халькопирита с пиритом в самой верхней части серицитизированных риолитов или их брекчий; содержание меди в этой руде достигает 10%; 3) зона очень богатых «черных руд», образующих согласные пластовые залежи барита, сфалерита, галенита и блеклой руды в основании туфов и сланцев, перекрывающих риолиты; содержание цинка достигает здесь 20%, свинца 15%, меди 2—3%, серебра 200—700 г/т, золота 5—7 г/т. Иногда в зоне желтых руд и ниже ее обособлены крупные скопления барита или гипса, осложняющие общую схему зонального строения рудных залежей.

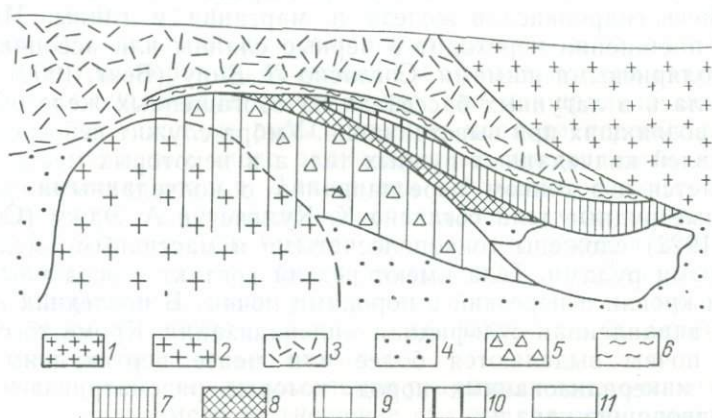


Рис. 5. Обобщенный геологический разрез месторождения «черных руд» Учинотан (Япония). По В. И. Смирнову и др., 1968

1 — новейшие риолиты; 2 — белые риолиты; 3 — пумищитовые туфы; 4 — туфобрекчии; 5 — железистые радиолариевые яшмы; 7 — черная (свинцово-цинковая) колчеданная руда; 8 — желтая (медная) колчеданная руда; 9 — силикатная (прожилково-вкрапленная) руда; 10 — слоистая сульфидно-баритовая руда; 11 — гипсовая руда

Характер лежачего и висячего бока рудных тел очень резко различается. Лежащий бок имеет неправильные контуры, обусловленные постепенным переходом вкрапленных руд во вмещающие их риолиты. С его стороны можно наблюдать концентрацию прожилково-вкрапленных руд вдоль крутопадающих секущих риолитов зон дробления. Висячий бок имеет резкое прямолинейное ограничение, обусловленное строго согласным налеганием на руду морских осадочных пород, сложенных туфами и сланцами. Иногда переход от рудного тела осуществляется через тонкое переслаивание сульфидов с перекрывающими породами. В этом случае наблюдается ритмичное чередование прослоев сульфидов и туфосланцев с более крупными обособлениями слагающего их вещества внизу прослоев, постепенно измельчающимися кверху. Характерная

особенность всякого бока — непосредственное расположение с его стороны пропластков красных яшмовидных кремнистых сланцев, пигментированных гидроокислами и окислами железа и содержащих обильные радиолярии. Такие яшмы также характерны для мест выклинивания рудных тел по их простираанию.

Тела сплошных медноколчеданных руд на о-ве Кипр, по данным А. Кинкеля (Kinkel, 1966), залегают в подушечных лавах основного состава с подчиненными пирокластическими породами и яшмами, цементирующими подушки. Рудные тела перекрываются кремнистыми, мергелистыми сланцами и известняками позднеэриосового возраста. В основании надрудной толщи наблюдаются линзы и слои так называемой умбры, представляющей собой тесную смесь гидроокислов железа и марганца и глины. Местами умбра постепенно переходит в черные сланцы или ассоциируется с радиоляриевыми яшмами. Согласно Л. Биру (Beag, 1960) умбра отложилась в лагунных бассейнах из обогащенных железом растворов, возникших при выветривании. Умбра служит непосредственно кровлей колчеданных рудных тел, а в некоторых местах обнаруживается и в тонком переслаивании с колчеданными рудами. Типичные рудные тела согласно К. Куллису и А. Эджу (Cullis a. Edge, 1922) сложены тонкополосчатыми и массивными медноколчеданными рудами. Тела имеют резкий контакт с осадочными породами кровли и нерезкий с породами почвы. В последних наблюдается вкрапленная сульфидная минерализация. Кроме того, в породах почвы выделяются более или менее вертикальные зоны сильно минерализованных пород, которые рассматриваются как рудоподводящие каналы.

Месторождение сплошных медноколчеданных руд Рио-Тинто в Испании залегают в кровле крупного вулканокупольного сооружения, сложенного риолитами и пирокластическими породами (Williams, 1962). Согласно рудные залежи находятся в горизонте пирокластических отложений. Эти отложения, как и рудные залежи, перекрываются мощной толщей нижнекарбонатовых морских осадков. Характерно, что породы кровли рудных залежей не минерализованы, хотя в то же время породы почвы насыщены жилами и вкрапленностью сульфидов. В ассоциации с залежами сплошных руд в Рио-Тинто наблюдаются такие характерные вулканогенно-осадочные образования, как кремнистые сланцы, красные яшмы и залежи марганцевых руд.

А. Кинкель как знаток медно-цинковых колчеданных месторождений района Западной Шасты в США следующим образом рисует главнейшие геолого-фациальные черты этих месторождений: согласные рудные тела залегают в одном и том же горизонте; их почва представлена минерализованными кислыми лавами и пирокластическими отложениями, кровля — кремнистыми сланцами и известняками; породы кровли в противоположность породам почвы гидротермально не изменены.

8. ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУД КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В геолого-фациальных схемах большинства отмеченных колчеданных месторождений (за исключением Озерного) имеется одна и та же асимметричная вертикальная зональность, составными элементами которой служат (снизу вверх): 1) многометровая толща гидротермально переработанных пород почвы, содержащих прожилково-вкрапленное оруденение; 2) согласная, хотя морфологически не всегда правильная залежь сплошных колчеданных руд; 3) породы кровли, не претерпевшие гидротермальных изменений или локально измененные на небольшом расстоянии от кровли залежей сплошных руд.

Рассматривая неизменность пород кровли как признак эпигенетичности этих пород по отношению к согласным телам сплошных колчеданных руд, следует иметь в виду, что, как правило, непосредственно на колчеданные руды налегают мелкодисперсные кремнисто-глинистые, в том числе радиоляриевые яшмовидные, а также пирокластические осадки. Для кровли и флангов основных рудных тел характерно также тонкое переслаивание этих осадочных пород с колчеданными рудами. Отсюда следует, что породы кровли залегают на рудных телах, как правило, согласно. Данная деталь в строении кровли колчеданных залежей указывает на накопление рудных залежей непосредственно на дне морских или озерных бассейнов палеовулканических областей.

Большое значение для выделения различных генетических типов колчеданных руд имеет соотношение рудных тел с гидротермально измененными породами. По этому признаку в фациальных схемах почти всех рассмотренных колчеданных месторождений выделяются основные рудные залежи, почва которых представлена гидротермальными метасоматитами, и небольшие рудные тела, почвой и кровлей которых служат неизменные породы. Если основные залежи выполнены обычно сплошными сульфидными рудами, состоящими из сульфидов многократно повторяющихся генераций, то тела второго типа представляют собой тонкое ритмичное переслаивание колчеданных руд и осадочных пород. В сплошных колчеданных рудах основных тел наблюдаются сочетания скрытокристаллических выделений дисульфида железа с пересекающими их жильными зернистыми агрегатами пирита, халькопирита, сфалерита. В ритмично-слоистых рудах второго типа первичные жильные выделения сульфидов не встречаются.

Озерное месторождение в фациально-генетическом отношении занимает особое место среди колчеданных месторождений. Практически вся масса руд на этом месторождении представлена ритмично-слоистым осадочным типом. Рудные тела чередуются с породами не измененными гидротермально. Руды в структурном отношении и по распределению полезных компонентов отличаются высокой однородностью.

Приведенные данные позволяют видеть различия в условиях накопления двух местеченных типов рудных тел. Основные рудные тела описанных месторождений, кроме Озерного, аккумуляровались непосредственно на выходах газо-гидротермальных растворов и на всей своей площади подстилаются гидротермально измененными породами. Тела слоистых руд отлагались в пространстве, смещенном относительно выходов гипогенных растворов. Смещение проявилось двойственно. В одних случаях слоистые руды отлагались преимущественно на флангах вокруг основных рудных тел (месторождения Худесское, Блявинское, Сибайское), в других в кровле последних (месторождения Урупское, Комсомольское).

В первом примере несовмещение участков выходов растворов и накопления слоистых рудных тел было постоянным в течение всего периода образования месторождения, во втором несовмещение проявилось в конечную стадию образования в связи с ослаблением восходящего потока газо-гидротерм и соответствующим сужением площади их выходов, когда ранее отложившиеся сплошные руды частично оказывались вне площадей выходов газо-гидротерм.

Несмотря на то, что оба типа рудных тел отложились на дне поверхностных бассейнов, условия их образования различны. Залежи сплошных руд в процессе накопления постоянно подвергались воздействию со стороны восходящих и фильтровавшихся сквозь рудный осадок гипогенных растворов. Пласты слоистых руд осаждались в стороне от выходов растворов и представляют собой генетически однородные осадочные накопления.

В итоге в фациальной схеме колчеданных месторождений можно выделить три основных генетических типа рудных тел: 1) гидротермально-метасоматический; 2) осадочно-метасоматический и 3) осадочный. В классе колчеданных месторождений любой из трех типов руд имеет большое промышленное значение. Однако в пределах одного и того же месторождения доминирующую роль играет обычно один тип. В подавляющем большинстве месторождений это осадочно-метасоматический тип. Но имеются примеры крупных колчеданных месторождений, представленных осадочной (Озерное в Забайкалье) или гидротермально-метасоматической (Гайское на Южном Урале) фацией руд.

Тесное пространственное сочетание асимметрично снизу расположенных ореолов гидротермально измененных пород и залежей сплошных колчеданных руд характеризует площадь накопления последних как субмаринную область разгрузки газо-гидротерм. Внутри этой области осадочно-метасоматический тип руд занимает центральную часть. Известная геологическая особенность современных областей разгрузки вулканических гидротерм — высокая мобильность, характеризующаяся явлениями просадки пород, а также тектоническими смещениями. Такого рода мобильность можно рассматривать в качестве причины искажения формы колчеданных залежей, проявления в них резких утолщений или умень-

шений мощности. Неоднородность формы рудных тел наблюдается почти на всех колчеданных месторождениях именно в тех участках, где тела подстилаются глубоко измененными породами (см. рис. 1, 2, 3).

II. ОСАДОЧНЫЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ УРУПСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Хемогенно-осадочные медноколчеданные руды на Урупском месторождении тесно ассоциируются с кремнистыми радиоляриевыми сланцами и туффитами кровли основного рудного тела (см. рис. 1). Ритмично-слоистая рудно-сланцевая пачка имеет мощность около 1 м, длину по простиранию 400 м, прослежена по падению на 200 м. В разрезе пачки выделяется четыре ритма, каждый из которых состоит из (снизу вверх): 1) тонкослойистой медноколчеданной руды, 2) зеленого кремнисто-хлоритового туфосланца, 3) красного кремнисто-гематитового туфосланца.

Далее дается подробное описание всех ритмов рудной пачки. Подробность описания необходима, так как в геологической литературе отсутствует хотя бы один пример послойного описания разреза тела хемогенно-осадочных сульфидных руд.

1. ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ ПАЧКИ ОСАДОЧНЫХ РУД

Схематическое строение разреза тела осадочных руд приведено на рис. 6.

Ритм I. Основание ритма представлено тонким переслоем пирит-халькопиритовой руды и зеленого хлоритового туффита. Мощность слоев колеблется от 5 до 10 мм. Слои туффита имеют алевропелитовую структуру и состоят из угловатых обломков кварца (20%) размером 0,01—0,1 мм и более мелкозернистого агрегата (80% объема породы) кварца (около 80%) и хлорита (около 20%).

Слои руды представлены тонкокристаллическим кремнисто-хлоритовым базисом (примерно 60% объема слоя), в котором равномерно распределены неправильные комьевидные биминеральные сегрегации пирита и халькопирита (40%), а также примесь обломков кварца и кислой лавы. Особенностью слоев является их асимметричное строение. В основании они имеют резкую границу с туфоалевролитами. В направлении от почвы к кровле отношение пирит : халькопирит внутри сульфидных обособлений уменьшается от 3 : 1 до 1 : 4, хотя общее количество сульфидов остается примерно постоянным. Одновременно с этим мелкозернистый кварц в базисе рудных слоев последовательно вытесняется хлоритом и в самой верхней максимально насыщенной халькопиритом части базиса становится существенно хлоритовым. Среди сульфидных

сегрегаций имеются сфериды пирита размером до 0,1 мм в поперечнике. В центре сферидов заключены угловатые обломочные выделения кремнистого вещества (размером 0,01—0,03 мм). Бла-

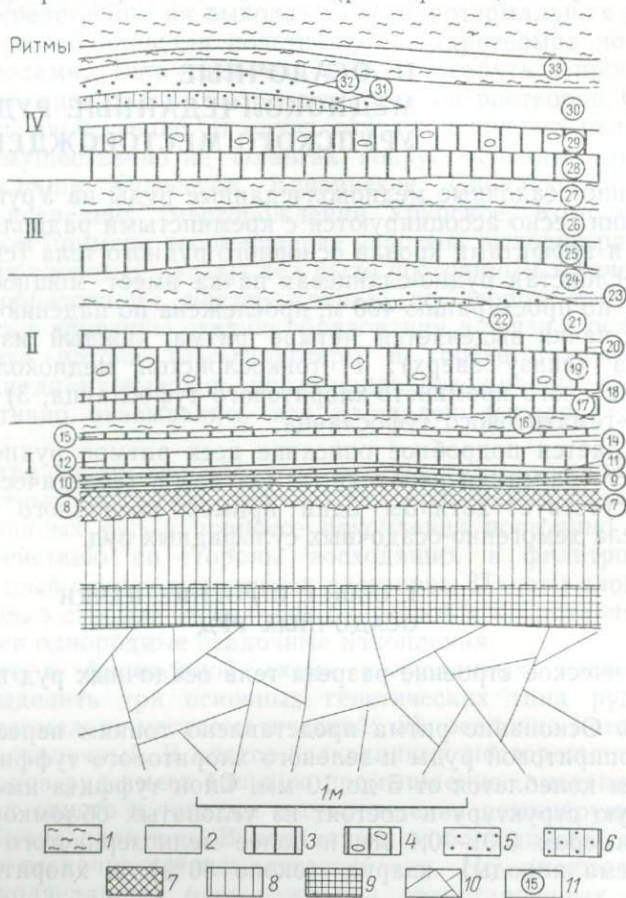


Рис. 6. Поперечный разрез рудного тела Урупского месторождения

1—6 — слоистая пачка осадочных руд: 1 — красные кремнистогематитовые туффиты, 2 — зеленые кремнисто-хлоритовые туффиты, 3 — пласти колчеданной руды с тонкослойной текстурой, 4 — пласти колчеданной руды с включениями крупных пирокластических обломков кислого эффузива, 5 — монокварцевые отложения (микрокварциты), 6 — кремнисто-сульфидные медные руды; 7—9 — колчеданные руды основной залежи: 7 — полосчатые медно-цинковые, 8 — брекчиевиднополосчатые и массивные медно-цинковые, 9 — серноколчеданные; 10 — гидротермально измененные породы почвы рудной залежи; 11 — номера слоев

годаря этому сфериды напоминают оолитовые пиритные обособления.

На тонкий переслой в основании ритма I налегает слой однородной медноколчеданной руды (рис. 6, слой 12) мощностью около

7 см. Главную роль в составе слоя 12 играют неправильные и изометричные агрегатные сростания пирита и халькопирита. Их общее количество около 75%, отношение пирит : халькопирит равно 2 : 1. Редкая примесь — сфалерит в виде неправильных зерен размером 0,05 мм. Распространенными типами сростания пирита и халькопирита в агрегатах являются мелкокристаллические и эмульсионные, описанные в следующем разделе.

Слой колчеданной руды (12) перекрывается слоем мощностью около 6 см хлоритового туфопесчаника (слой 14). Хлорит (60% объема) образует базисную ткань песчаника, в которой заключены угловатые обломки размером 0,01—0,1 мм кварца (35%) и кислой лавы. Подчиненную роль в слое 14 играют несколько тонких (до 5 мм) пропластков красного гематитового туфопесчаника, базис которого представлен непрозрачным сланцеватым агрегатом гематита и кремнезема. Очень редкая примесь в данном слое — вкрапленность халькопирита. Агрегатные гнезда халькопирита размером менее 0,1 мм отмечаются в виде редких цепочек, параллельных слоистости.

Слой медноколчеданной руды 15 мощностью 1 см залегает на границе зеленого хлоритового (внизу) и красного гематитового (сверху) туфопесчаников и имеет с ними резкие контакты. Общий объем сульфидов в слое 15 постепенно уменьшается снизу вверх от 60 до 20%. Базис слоя представляет собой тот же туфоалевролит, что и слой 14. Однако наряду с хлоритом в его составе существенную роль играет кремнисто-гематитовая ткань. Обломочный материал представлен кварцем и кусочками кислой лавы. Сульфиды в слое 15 наблюдаются в виде сферондальных оолитовых и неправильных обособлений — агрегатов пирита и халькопирита. Количественное отношение пирит : халькопирит уменьшается от 1 : 1 в основании слоя до 0,5 : 1 в его кровле.

Ритм I венчается слоем 16 мощностью 7 см однородного красного гематитового туфоалевролита. Базис алевролита состоит из непрозрачной скрытокристаллической кремнисто-гематитовой ткани (50% объема), в которой нет примеси сульфидов. В базисе наблюдаются угловатые зерна кварца (10%) размером около 0,1 мм и расплюснутые по слоистости обломки хлоритизированной кислой лавы (40%). Граница слоя 16 с подстилающим рудным слоем 15 совершенно резкая.

Ритм II. В основании этого ритма залегают четыре пласта медноколчеданной руды общей мощностью около 35 см. Верхнюю половину ритма образуют зеленые и красные туффиты с линзовидными обособлениями кремнисто-колчеданной руды. Рассмотрим строение каждого выделенного слоя ритма.

Слой 17 (мощностью 6 см) представляет собой тонкослоистую колчеданную руду. Внутри его насчитывается еще пять отдельных слоек, граничащих друг с другом непосредственно или разделенных тонкими прослойками сланца. Внизу слой 17 имеет совершенно резкую границу с подстилающим темно-красным кремнисто-

гематитовым туфоалевролитом. Как видно на рис. 7, каждый прослой руды внутри слоя 17 имеет асимметричное внутреннее строение — грубозернист в основании и постепенно становится очень мелкозернистым в кровле. Одновременно с этим изменяются и другие свойства прослоев, отображенные для данного примера на рис. 18.

Слой 19, наиболее мощный (15 см) во всей рудной пачке, представлен так называемой конгломератовидной рудой, содержащей



Рис. 7. Пласты тонкослоистой осадочной медноколчеданной руды

а — слой 17, *б* — слой 28 рис. 6. Черные включения в сульфидно-кремнистом агрегате (светлое) — обломки кислой лавы и других пород, темно-серые слои — кремнистый туффит. Полированные штуфы, увел. 1, 5. Урупское месторождение

угловатые и округленные обломки кислой порфировой лавы. Размер обломков колеблется от 0,5 до 30 см в поперечнике, а количество их обычно составляет около 20% объема рудного слоя. Подобные обломочные включения не наблюдаются в пластах кремнистых сланцев, чередующихся с рудными прослоями. Крупные обломки приурочены только к определенным наиболее мощным пластам руды. По составу все выдающиеся по размерам обломки однотипны — это обломки кислой лавы.

На рис. 8 и 9 показана экзотическая глыба кварцевого альбитофира в пласте конгломератовидной медноколчеданной руды. Размер глыбы 15×30 см. Она имеет совершенно резкие границы

с окружающей рудой. Жилки в обломке очень редки и представлены только молочно-белым кварцем. Неправильная угловатая форма и шероховатая поверхность глыбы указывают на то, что глыба представляет собой продукт вулканического выброса. Отсутствие корки окисления в глыбе, как и в других более мелких обломках, свидетельствует о подводном характере пирокластической деятельности.

Центр выброса подобных глыб находился близко от места находки их. В то же время роль грубообломочной пирокластической седиментации в накоплении описываемой пачки пород и руд в целом была незначительна. Падение глыбы на рудный слой произошло в момент, когда накопилось примерно две трети его; в приплюснутой правой части (см. рис. 8) глыба перекрывается довольно мощным (~5 см) рудным осадком. В утолщенной половине глыба оказалась почти не перекрытой рудным осадком, синхронным вмещающему пласту. Этот факт свидетельствует о сравнительно пластических свойствах рудного осадка, оползавшего при отложении с выступающей верхней поверхности глыбы. Нет сомнения, что экзотические обломки, подобные описанному, связаны с эксплозивными выбросами. Эти выбросы были строго синхронны накоплению относительно мощных сульфидных слоев.

В нижней части слоя 19 количество сульфидов достигает 70% объема, в направлении к кровле оно последовательно снижается до 10%. Соответственно от почвы к кровле возрастает количество мелкозернистого кремнистого материала, образующего базис слоя. Сульфиды, пирит и халькопирит преимущественно в нижней части образуют сравнительно крупные комьевидные обособления размером до 5 мм в поперечнике, в направлении к кровле размер выделений постепенно уменьшается до 0,1—0,5 мм. В нижней половине слоя роль грубообломочного литокластического материала

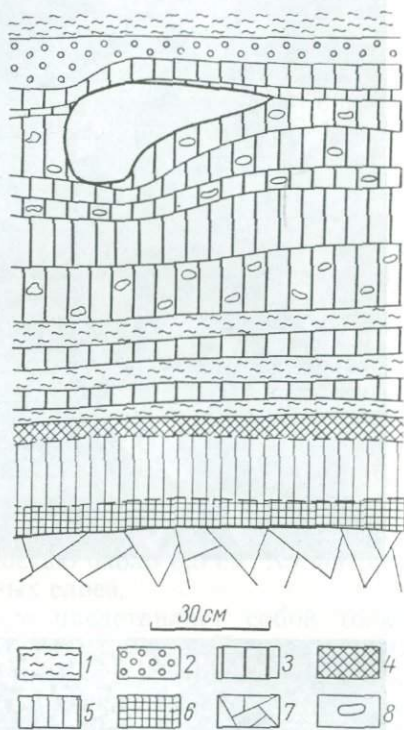


Рис. 8. Крупная глыба кварцевого альбитофира (незаштрихованный блок) в слоистой медноколчеданной руде. Урупское месторождение

1 — кремнистые сланцы; 2 — кремнистоколчеданная руда; 3 — слоистая медноколчеданная руда; 4 — полосчатая цинково-медная колчеданная руда; 5 — полосчатобрекчиевидная медно-цинковая колчеданная руда; 6 — серникоколчеданная руда; 7 — гидротермально измененные породы; 8 — крупные обломки пород в колчеданной руде



Рис. 9. Слева слой конгломератовидной медноколчеданной руды, содержащей обломки (черное) кварцевого альбитофира. Нат. вел. Справа глыба альбитофира (темное) в слоистой колчеданной руде. Уменьшено в 5 раз. Урупское месторождение

сравнительно высока (до 20% объема), при этом различаются как более однородно сортированные кусочки скорее всего терригенно-пирокластические, так и экзотические крупные обломки пирокластического происхождения. В верхней части заметно снижается относительная роль обломочного материала и в то же время снижается размер обломков.

Для текстурных соотношений крупных обломков со слоистостью руды характерны заметные прогибания и разрывы слоистости с образованием несогласных притыканий руды к боковым стенкам обломков. Это можно объяснить частичным погружением обломков в рудный осадок в процессе его накопления. Контакты обломков пород с рудой отличаются значительной резкостью, но на отдельных участках вдоль границ обломков отмечаются вторичные выделения халькопирита, развивающиеся в виде кроны неправильных зерен в обломках. Глубина проникновения халькопирита в обломки обычно не более 1 см. В обломках имеются «альпийские» жилки кварца, никогда не проникающие за границы обломков в руду.

Слой 20 мощностью 6 см представлен пирит-халькопиритовой рудой, состоящей из оолитовидных сферондальных сульфидных обособлений в кремнисто-хлоритовом агрегате. Для слоя характерна асимметрия в изменчивости размеров сульфидных обособлений снизу вверх (от 0,5 до 0,1 мм в среднем) и в возрастании в том же направлении отношения суммы силикатных компонентов к сульфидам. Отношение пирит : халькопирит практически не изменяется в разрезе слоя, в среднем оно равно 5 : 1. Слой 20 отделен от слоя 19 хлоритовым сланцем мощностью около 0,5 см. Хлоритовый сланец резко отделен от обоих рудных слоев.

Слой 21 мощностью около 10 см представляет собой тонкое переслаивание темно-красных и зеленых сланцев. Первые под микроскопом представлены непрозрачной существенно гематитовой с примесью кремнезема тканью. Эта ткань цементирует обломки кварца и удлиненные по слоистости дисковидные обломки кислой кварц-порфировой зеленой хлоритизированной лавы. Средний размер обломков $0,5 \times 1$ мм, их количество составляет 20—30% объема. Зеленые слойки состоят из мелкозернистого (менее 0,01 мм) кварц-хлоритового агрегата; в отличие от красных в них почти нет обломочного материала. Ни в тех, ни в других не встречены выделения сульфидов.

Слой 24 замыкает ритм II, его мощность достигает 10 см. Он представляет собой однородный бордово-красный гематитовый сланец, в котором содержится около 5% объема обломков (размером 0,1 мм) кварца и кислой лавы. Основная масса породы состоит из скрытокристаллического агрегата красных окислов железа и кремнезема.

Ритм III. Этот ритм содержит три пласта: пирит-халькопиритовой руды (слой 25), зеленого хлоритового сланца (слой 26) и красного гематитового туфосланца (слой 27). Мощность пластов примерно одинаковая — около 10 см.

Слой руды в основании ритма по резкому контакту налегает на пласт гематитового сланца ритма II. Резкость перехода подчеркивается тем, что базисом рудного пласта, начиная сразу от его основания, служит кремнисто-хлоритовый агрегат, в котором совершенно отсутствует примесь гематита. Сульфиды в основании пласта 25 составляют не более 20% объема и представлены почти только пиритом в виде равномерно рассеянной вкрапленности кубических зерен размером около 0,1 мм. Халькопирит здесь редок. В кремнисто-хлоритовом базисе заключены обломки кислого эффузива и кварца, количество которых в сумме не более 5% объема. В средней и верхней частях слоя роль сульфидов возрастает до 60% объема. Однако количество халькопирита увеличивается незначительно и отношение пирит : халькопирит не превышает 15 : 1. Сфалерит в этой руде весьма редок. Нерудный агрегат представлен мелкозернистым кремнеземом и хлоритом.

Слой 26 зеленого туфосланца четко отделен от рудного пласта 25. Однако минеральный состав и структура сланца те же самые, что и базис рудного слоя. Сланец представляет собой мелкозернистый (0,005 мм и менее) агрегат хлорита и кремнезема с примесью обломочных зерен кварца (5%) и полевого шпата (10%). В породе имеются очень редкие дисковидные выделения однородного хлорита с включениями сульфидов (доли процента).

Слой 27 красного туфосланца по резкой границе перекрывает слой 26. Базис красного сланца представляет собой непрозрачную сланцеватую гелевидную кремнисто-гематитовую ткань, в которой рассеяны угловатые обломки кварца и кислой лавы с порфировыми выделениями кварца. Размер обломков 0,1—0,5 мм, их количество — не более 15% объема породы. В данном сланце совершенно отсутствует примесь сульфидов.

Ритм IV. Этот ритм по мощности и характеру переслаивания колчеданной руды и туфосланцев является почти точным повторением ритма II. В его почве наблюдается пласт мощностью около 7 см тонкослоистой руды, который выше перекрывается пластом мощностью около 10 см «конгломератовидной» руды (см. рис. 9). Выше этих пластов преимущественно развиты зеленые туфосланцы, внутри которых залегает линзовидное тело кремнисто-колчеданной руды.

Рудный пласт 28 в основании ритма по резкой границе налегает на красный гематитовый туфосланец 27, венчающий ритм III. Внутри пласта выделяется четыре рудных прослоя (см. рис. 7). Строение каждого прослоя отчетливо асимметричное — выделения сульфидов грубозернисты в основании и постепенно становятся более мелкозернистыми в кровле. Одновременно в направлении от кровли к почве возрастает роль нерудного материала. В пласте 28 ясно выражена приуроченность грубообломочного туфогенно-осадочного материала преимущественно к наиболее мощному рудному прослою и в то же самое время к его грубозернистой нижней половине. Для верхних частей рудных прослоев в пласте харак-

терно практически полное отсутствие пирита, хотя количество халькопирита остается довольно высоким (см. рис. 15). Одновременно здесь обнаруживается значительное количество гематита как в виде тонких сростаний с кремнеземом, так и в виде кристаллических агрегатов. Наблюдаются также концентрически-зональные сростания гематита с халькопиритом, а в редких случаях даже трех минералов — гематита, халькопирита и пирита. В этих сростаниях мелкозернистый агрегат гематита образует внешнюю зону. Выделения пирита обычно не контактируют с гематитом непосредственно, образуя центральное ядро этих сростаний.

Слой 29 мощностью около 10 см представляет собой асимметрично сложенный слой «конгломератовидной» колчеданной руды. Как по мощности, так и по внутреннему строению он сходен со слоем 19 ритма II. Однако отношение пирит : халькопирит здесь много выше и составляет в среднем около 10 : 1. Столь высокое отношение сохраняется и в верхней части пласта 29, где он перекрывается зеленым существенно хлоритовым сланцем.

Слой 30 мощностью 8 см представлен хлоритовым туфопесчаником, состоящим из обломков (размером 0,1—0,2 мм) кислой лавы (15%), кварца (10%), красной яшмовидной скрытокристаллической породы (редкие обломки). Обломки заключены в мелкозернистом агрегате хлорита, общее количество которого в породе около 75% объема. В породе совершенно отсутствует примесь сульфидов и других рудных минералов.

2. ТИПЫ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ РУД

В составе рудных и нерудных слоев описанных ритмов имеется группа всюду присутствующих сквозных компонентов, представленная обломками кварца, кислой лавы и тонкодисперсным кремнеземом. Другие несulfидные компоненты — хлорит и гематит — распределены либо порознь, каждый в определенном слое, либо в смеси друг с другом в одном и том же слое. Рудные слои, как правило, представляют собой ассоциацию кремнисто-хлоритового тонкодисперсного агрегата, литокластического материала и сульфидов. В ряде слоев присутствует также кремнисто-гематитовый материал. Таким образом, рудные слои состоят из сульфидов (в количестве от 10 до 70% объема) и тех же нерудных компонентов, из которых состоят туфоалевролиты и песчаники. Ни по составу базиса, ни по составу обломков колчеданные слои не могут быть противопоставлены туфосланцам с алевролитовой или псаммитовой структурой, контрастно контактирующим с первыми. Этот факт с учетом строго согласного залегания рудных слоев и отсутствия секущих жильных выделений сульфидов является важнейшим доказательством осадочного, а не избирательно метасоматического гидротермального способа отложения сульфидов.

Процесс осаждения сульфидов был одновременным с силикатной хемогенной и кластической седиментацией. Резкость границ между рудными и туффитовыми слоями указывает на отсутствие тесной генетической зависимости между процессами накопления сульфидов и силикатно-обломочного материала. Накопление каждого сульфидного слоя определяется как своеобразный контрастно ограниченный по времени эпизод, накладывающийся на более постоянную седиментацию магнезиально-железистых алюмосиликатов, окислов железа, кремнезема и литокластического материала. Контрастность каждого периода отложения сульфидов бесспорно зависела от активности сульфидной серы, так как среда почти постоянно до и после накопления отдельного рудного слоя была насыщена ионами железа, осаждавшегося в виде хлорита или гидроксидов.

В основании каждого ритма преобладающую роль играют рудные слои, находящиеся в переслаивании с зелеными туффитами. В верхней половине ритмов сульфидные слои вытесняются туффитами. При этом вначале преобладают хлоритовые разности, отложившиеся в восстановительной обстановке, а в конце ритма происходит накопление красных гематитовых туффитов в окислительной обстановке. Причину колебания состава осадков следует объяснить изменчивостью режима поступления газо-гидротермальных растворов в область седиментации осадков. Преобладающе восстановительная обстановка соответствовала максимуму притока газо-гидротерм и, наоборот, окислительная — минимуму.

Особое внимание привлекают рудные слои с «конгломератовидным» строением. Два таких слоя, приуроченных к ритмам II и IV, прослежены на сотни метров по простиранию и характеризуются высокой устойчивостью мощности и внутреннего строения. Тот факт, что грубообломочные и глыбовые включения кислых эффузивов имеются исключительно в этих рудных слоях и никогда не наблюдались во вмещающих породах, указывает на строгое совпадение всплеск интенсивных вулканических эксплозий и процесса отложения сульфидов. Особенностью конгломератовидных слоев является большая мощность, максимальная среди всех рудных слоев, и высокая насыщенность сульфидами (до 70%). Таким образом, слои «конгломератовидных» руд служат характерной иллюстрацией взаимосвязи максимумов эксплозий и максимумов осаждения сульфидов.

3. СТРУКТУРА СУЛЬФИДНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ

В рудных прослоях сульфиды представлены пиритом, халькопиритом и очень редкими сфалеритом, борнитом, теннантитом. Они никогда не образуют сплошной ткани, а концентрируются в виде различных по внутреннему строению субсфероидальных обособлений, как правило, приплюснутых поперечно к слоистости.

Диаметр обособлений изменяется от 0,01 мм в мелкозернистых до 5 мм в грубозернистых участках слоев. Сульфидные сегрегации, как и обломки нерудного терригенного материала, заключены в скрытокристаллическом кремнисто-хлоритовом и кремнисто-гематитовом или в перекристаллизованном зернистом агрегате кварца и хлорита с примесью рассеянных зерен пирита и халькопирита, местами гематита. В цементе, кроме того, наблюдается примесь мелких (0,01—0,1 мм) обломков кварца, кислой лавы и других пород, никогда не подвергающихся замещению сульфидами.

Среди сульфидных обособлений широко распространены оолитовидные и неправильные изометрические агрегаты — смеси пирита и халькопирита (рис. 10, 11). Но значительно большая часть представлена блочными срастаниями кристаллов и отдельными идиоморфными кристаллами пирита. Небольшое количество пирита и халькопирита наблюдается в виде мелких рассеянных зерен в нерудном базисе. Имеются также фрагменты оолитовидных пирит-халькопиритовых сростков и кристаллов пирита.

Оолитовидные образования сохранились в виде реликтов, несущих следы расщепления и перекристаллизации. На рис. 10 приведена фотография зонального оолита. Сульфидная оболочка, образовавшаяся вокруг обломка, имеет сравнительно неправильную форму, соответствующую форме обломка кварца. Для некоторых оолитов характерна сложная концентрически-зональная структура и чередование зон сульфидов и окислов железа.

Исключительно редко наблюдаются сферолиты с выделениями черных землистых агрегатов мельниковита. Были встречены сферолиты диаметром 0,1 мм с наружной радиально-трещиноватой пирит-халькопиритовой оболочкой и ядром землистых сульфидов в центре. В более мелкозернистых и менее насыщенных сульфидами частях рудных слоев сферолиты распространены в меньшей степени. Характерно, что их размеры здесь не превышают 0,1—

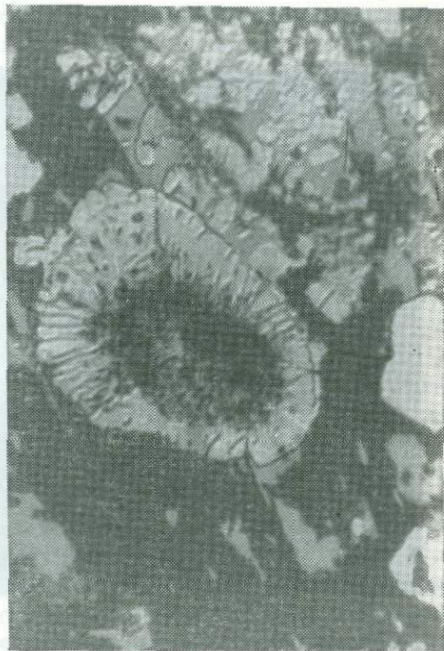


Рис. 10. Оолитовидное срастание пирита и халькопирита с включением нерудного материала в центре. Полированный шлиф, увел. 140. Уруское месторождение

0,05 мм в поперечнике. Это уменьшение размеров сферолитов находится в соответствии с общим изменением структуры асимметрично зональных прослоев.

Во внутреннем строении и форме наиболее распространенных неправильных изометричных агрегатов пирита и халькопирита, имеющих те же размеры, что и оолиты, отмечается сходство с оолитами. Их внутренняя структура петельчато-коррозионная, однако, во многих случаях ясно выражено радиальное направление трещиноватости. Форма таких сегрегаций находится в явном соответствии со сланцеватостью — они удлинены по сланцеватости

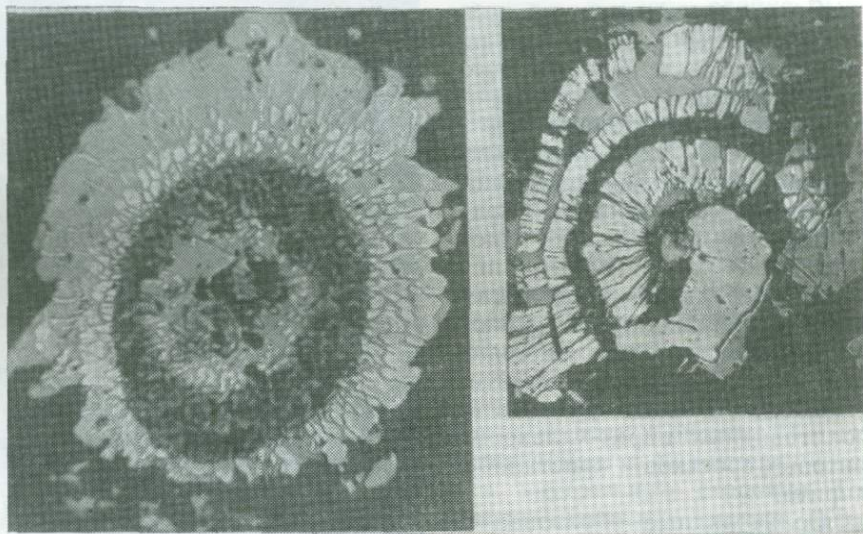


Рис. 11. Зональный оолит и фрагмент оолита в слое колчеданной руды. Наиболее светлый минерал — пирит, светло-серый — халькопирит, серый и черный — агрегат гематита и кварца. Оолиты сцементированы кремнисто-гематитовым мелкокристаллическим материалом. Полированный шлиф, увел. 100. Урупское месторождение

и часто имеют глазковую форму. Одновременно с этим многие из них оказались разломанными на мелкие кусочки.

Совершенно отличны от описанных оолитов идиоморфные кристаллы пирита кубической и пентагондодекаэдрической формы, иногда сопровождающиеся ореолами халькопирита. Их размеры соизмеримы с размерами сферолитов или неправильных комьевидных сростаний. Особенностью многих кристаллов является наличие около них клиновидных «теней давления», направленных по сланцеватости. «Тени» выполнены столбчатыми зернами кварца и халькопирита. Но в этом, по-видимому, переотложенном в процессе метаморфизма халькопирите никогда не наблюдается включений

пирита (в отличие от халькопирита в оолитовых выделениях). Халькопирит-кварцевые «тени» наблюдаются также около многих «глазков» — агрегатов пирита и халькопирита и даже оолитов. В этих случаях происходит укрупнение ранее сравнительно мелкозернистой структуры оолитов и, по-видимому, отгонка части халькопирита в «тени давления».

Как упоминалось, в верхних частях рудных слоев имеется смесь гематита. Гематит либо рассеян в базисе слоев, либо образует тесные срастания с сульфидами. В этих срастаниях гематит выделяется в виде реакционной каймы вокруг овальных выделений халькопирита, в центральной части которых содержится пирит. В данном случае проявляется более тесная ассоциированность гематита с халькопиритом, нежели с пиритом.

В заключение общей характеристики сульфидных выделений отметим, что характерной особенностью слоистых руд является сегрегированность агрегатов пирита и халькопирита в виде субсфероидальных форм, а пирита в виде правильных или блочных кристаллов. Эти выделения изолированы друг от друга и сцементированы силикатным осадочным материалом. Размер сегрегаций более или менее постоянен внутри любого небольшого участка рудного слоя, но в поперечном разрезе слоя размер закономерно возрастает от кровли к почве.

Структура сфероидальных сульфидных обособлений разнообразна и представлена следующими разновидностями: радиально-лучистой, концентрически-зональной, эмульсионной, мелкокристаллической.

Радиально-лучистые и концентрически-зональные срастания относятся к числу самых распространенных в слоистых рудах. Их совершенные узоры отмечаются во многих сфероидальных рудных выделениях. В хорошо сохранившемся сложном зональном оолитовидном обособлении на рис. 11 ядро и внешняя асимметричная оболочка представлены пирит-халькопиритовым агрегатом, среднее темно-серое кольцо — агрегатом мелких кристаллов гематита в смеси с подчиненным количеством кремнезема. В самом центре оолита также наблюдаются мелкокристаллические выделения гематита. Оолит полностью погружен в скрытокристаллический агрегат кремнезема с примесью хлорита, гематита, отдельных зерен сульфидов и мелких седиментогенных обломков кварца и кислой эффузивной породы.

Внешняя пирит-халькопиритовая оболочка имеет очень резкую ровную внутреннюю границу (см. рис. 11), при этом к кремнисто-гематитовому кольцу прилегает зона, более насыщенная халькопиритом, чем самая наружная существенно пиритная зона. Если учесть, что центральная часть существенно халькопиритовая, то для данного оолита закономерно возрастание отношения пирит : халькопирит от центра к внешней оболочке примерно от 1 : 10 до 10 : 1. Характер срастаний пирита и халькопирита находится в некоторой зависимости от общей сфероидальной формы обособ-

ления. Во внутренней зоне агрегат халькопирита служит базисом, в котором заключены мелкие неправильные зерна пирита. Количество последнего нарастает по радиусу от центра наружу. На рис. 11 можно различить, что включения пирита во внутренней зоне удлинены в радиальном направлении. Еще более отчетливо последняя особенность выражена в основании внешней зоны. Здесь халькопирит также образует базис, на фоне которого расположены продолговатые включения пирита. Они ориентированы по радиусу оолита. Более совершенную ориентировку такого рода имеют узкие каналы халькопирита в самой внешней пиритной оболочке.

Морфология описанного структурного узора независимо первично или наследованно связана с изменениями физического состояния вещества оолита. Главную роль могла играть, например, радиальная отдельность, связанная с явлениями усыхания и уплотнения первичного вещества оолита. Во всяком случае, узор не мог возникнуть в результате внешнего деформационного воздействия (дробления, катаклаза и т. п.) на оолит. Учитывая это обстоятельство, генетически срастания пирита и халькопирита в оолите можно рассматривать различно.

Не исключено, что здесь мы имеем пример раскристаллизации первичной сложной гелевой смеси сульфидов. Причем количественные соотношения пирита и халькопирита и соответствующие этому вариации структур от радиально-прожилковой во внешней части до структур типа мелких включений пирита в халькопирите во внутренних участках оолита связаны скорее всего с первичным зональным распределением сульфидов меди и железа. Другим вероятным предположением, предусматривающим выделение халькопирита в результате последующего привноса его в оолит извне, трудно объяснить, во-первых, последовательное снижение количества халькопирита от периферии к центру, а не наоборот, и, во-вторых, совершенное отсутствие выделений этого минерала в кремнисто-гематитовой зоне оолита и за пределами последнего в окружающем цементе. В кремнисто-гематитовом агрегате нет примеси сульфидов, которые могли сохраниться в случае открытой циркуляции растворов — переносчиков сульфидов меди между внутренними и внешней зоной.

В данном случае трудно предположить также диффузионную миграцию компонентов, которая обусловила бы замещение пирита халькопиритом во внутренней части оолита. Этот процесс осуществим в восстановительной обстановке. Миграция компонентов в восстановленной форме сквозь зону, содержащую гематит, вызвала бы частичное, если не полное, замещение окисла железа сульфидами. Плотная кремнисто-гематитовая оболочка, очевидно, препятствовала выравниванию концентрации пирита и халькопирита в различных зонах оолита, даже если и была тенденция к этому выравниванию.

Как предполагалось автором ранее (Скрипченко, 1968₁), образование зональных гематит-сульфидных оолитов в общем связано

с последовательным отложением сульфидных и кремнисто-гематитовых зон, благодаря колебаниям окислительно-восстановительных условий среды и импульсному характеру отложения сульфидов.

Определенным указанием на большую роль отложения сульфидов в слоистых рудах Урупского месторождения в виде сфероидальных концентрически-зональных скоплений являются широко распространенные фрагменты сферолитов. Они представляют собой обособленные неправильные угловатые нередко удлинённые по слоистости агрегаты пирита и халькопирита, в отдельных случаях и кремнисто-гематитового материала, погруженные в мелко- и скрытокристаллическом кремнистом цементе. Один из фрагментов представлен на рис. 11. В нем отчетливо выражены радиальные трещины отдельности, выполненные халькопиритом, и концентрическая зональность. Радиальные трещины являются, по-видимому, результатом самой ранней стадии преобразования сфероид — его синерезиса. Трещины примерно в одинаковой степени прослеживаются во внутренней и внешней зоне. В то же время они не выражены в кремнисто-гематитовой зоне (черное), а также в выделенных халькопирита, заполняющих отдельные поля внешней зоны.

Отсутствие выделений сульфидов в кремнисто-гематитовой зоне показывает, как и в предыдущем примере, что миграция сульфидов между внутренней и внешней зоной фрагмента сфероид не происходила. Сохранности раннедиагенетической радиальной трещиноватости в агрегатах дисульфида, на наш взгляд, могла способствовать цементация зон дисульфида халькопиритом, выделившимся, вероятно, одновременно с образованием трещин, т. е. в стадию диагенезиса сферолита. Концентрически-зональная микроструктура рассматриваемого фрагмента (см. рис. 11) явно первичная. Зональность в том или ином виде существовала еще до разламывания сфероидов. В противном случае, если бы сфероид в момент дробления был выполнен структурно гомогенным сульфидным гелевидным агрегатом, его фрагменты имели бы также гелевидное строение. В последующем после раскристаллизации гелей могли возникнуть радиальнолучистые и концентрические узоры, расходящиеся от центра фрагмента. Однако этого на самом деле нет. Фрагменты являются обломками сферолитов.

В результате изучения концентрически-зональных рудных фрагментов можно сделать вывод, что поскольку фрагментация зональных сферических рудных выделений синхронна накоплению данного рудного слоя, образование самих сферических выделений, предшествовавшее их фрагментации, было типично осадочным процессом (в широком понимании этого термина). Внутренняя концентрическая зональность сфероидов является результатом ритмичного осаждения сульфидов и кремнисто-гематитового материала.

Отмеченные детали строения оолитовых рудных выделений в пластах медисто-колчеданных руд показывают, что генетически эти выделения нельзя рассматривать как метасоматические образования по фрагментам каких-либо пород. Это следует не только

из факта хорошей сохранности обломков пород в слоистых рудах, но и из того, что зональность в оолитах и их фрагментах связана с последовательным нарастанием зон от центра к периферии. В наборе зон, представленных в оолитах, принимает участие кремнисто-гематитовый материал. Для многих рудных пластов этот материал, правда, с меньшей концентрацией гематита служит одновременно цементом рудных обособлений и обломочного материала. Факт присутствия в оолитах зон кремнисто-гематитового состава не слу-

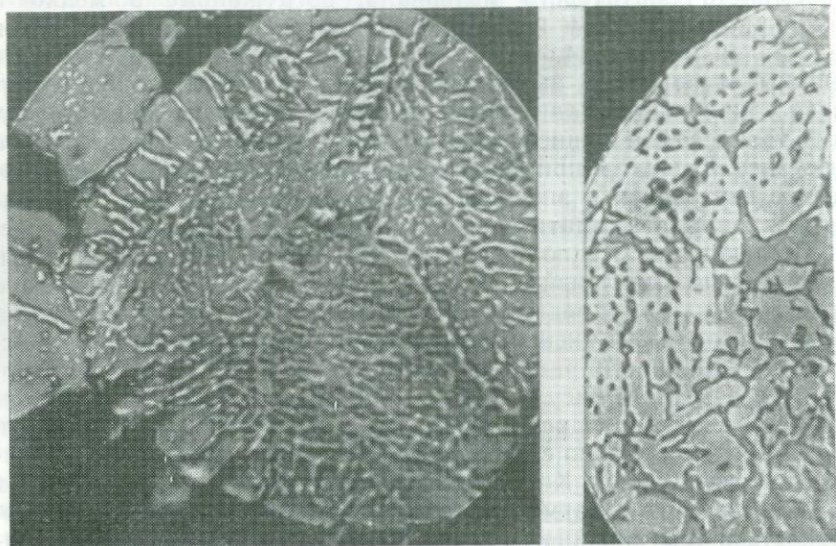
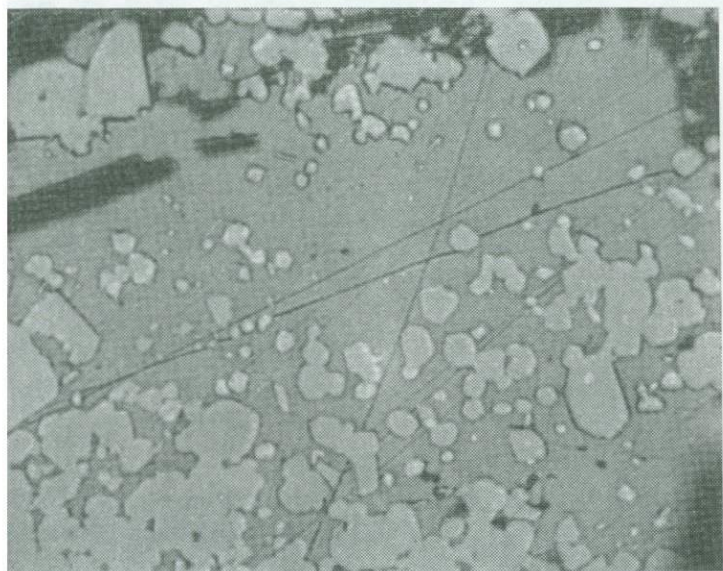


Рис. 12. Слева — общий вид комбинированной прожилковой и эмульсионной структуры пирит-халькопиритового обособления (пирит — основная масса; халькопирит — мелкие выделения и жилки). Справа — деталь той же структуры. Серое — халькопирит, светлое — пирит. Полированный шлиф, увел. слева 140, справа 360. Урупское месторождение

чаен, если учесть, что накопление рудных пластов происходило при одновременном отложении силикатного и окисножелезистого материала.

Эмульсионные и мелкокристаллические сростания (рис. 12, 13, 14) халькопирита и дисульфида железа широко распространены во внутренних участках сфероидальных и неправильных сульфидных сегрегаций. Халькопирит и пирит могут по отношению друг к другу выполнять роль как минерала-хозяина, так и минерала, выделяющегося в виде сферической вкрапленности или мелких кристаллов. По этому признаку наблюдаются две группы сростаний: в первой минерал-хозяин представлен халькопиритом, во второй — пиритом.

ний вид одного из сульфидных обособлений первого типа эн на рис. 14. Наружная кайма обособления состоит из пре-й щетки кристаллов пирита, обращенных правильными и наружу. Значительное поле внутри обособления выпол-регатом халькопирита и пирита, причем халькопирит играет изиса, пирит же образует включения в нем. Среди включе-блюдаются как неправильные сравнительно крупные агре-ррита, так и поля с очень мелкими включениями дисуль-При большом увеличении последние представляют собой-еские тельца дисульфида или иногда группы как бы слип-



с. 13. Включения пирита (светлое) в халькопирите (серое) пред-влены правильными кристаллическими зернами без признаков-розии. Полированный шлиф, увел. 300. Урупское месторождение

гелец. Их размер непостоянен и колеблется от 2 до 10 и-более микрон. По форме тельца дисульфида напоминают-Но в то же время для них не характерна строгая равномер-аспределения в поле халькопирита. Сфероидальную форму-только самые мелкие (2 микрона) включения дисульфида,-цеся как бы начальной составной частью структуры. Зна-ое количество пирита представлено неправильными зер-

травлении халькопиритовый базис обнаруживает мелкозер-строение. При этом не выявляется взаимосвязь между-делением эмульсии пирита и кристаллической структурой-алькопирита. Таким образом, трудно предположить, что

описываемые сростания относятся к продуктам распада твердого раствора пирита и халькопирита. Наиболее вероятный способ их образования — раскристаллизация первоначально сложной гелевой смеси сульфидов меди и железа.

На рис. 13 представлена еще одна разновидность структур раскристаллизации первичногелевой смеси сульфидов, в которой преобладающую роль играл сульфид меди. Здесь в крупнозернистом агрегате халькопирита заключены мелкие правильные кристаллы пирита и их агрегаты. В слоистых рудах эти структуры встреча-

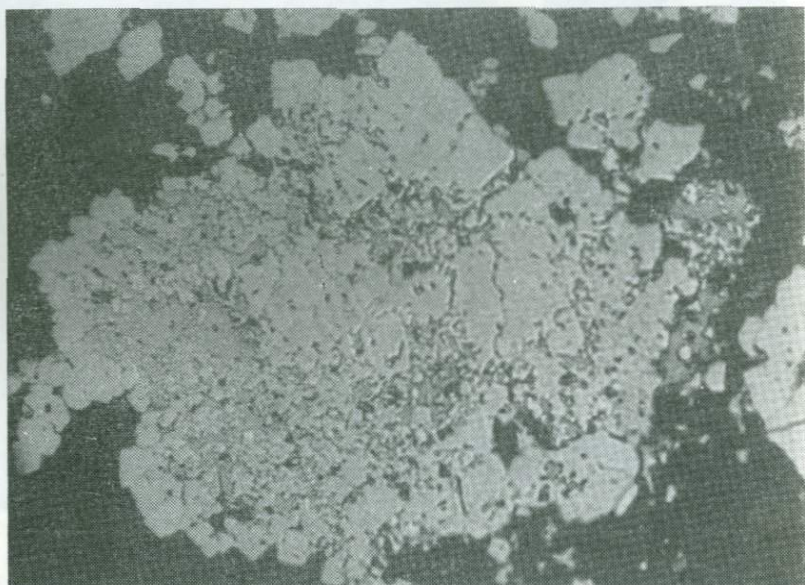


Рис. 14. Сульфидная сегрегация в нерудном кремнистом цементе. Пирит (светлое) образует внешнюю «щетку» кристаллов, а также неправильные агрегаты и мельчайшие включения в халькопирите (серое) внутри обособления. Полированный шлиф, увел. 80. Урупское месторождение

ются столь же часто, как и эмульсиевидная. Среди правильных кристаллов пирита присутствуют эмульсионные очень мелкие (до 1 микрона) выделения дисульфида. Кристаллы пирита распределены вне зависимости от кристаллографических элементов зерен халькопирита, вмещающих их. Эти признаки свидетельствуют о родстве эмульсиевидных и мелкокристаллических структур.

Мелкокристаллический тип сростаний пирита и халькопирита трудно истолковать, исходя из традиционного представления о наложенном замещении пирита халькопиритом в колчеданных рудах. Этому противоречит следующее: каждое выделение пирита независимо от его размеров представляет собой не реликт, а самостоя-

тельный кристалл или агрегат нескольких кристаллов. Согласно П. Рамдору (1962), такой тип структур образуется в условиях метаморфической перекристаллизации рудных агрегатов.

Эмульсионные сростания второго типа (минерал-хозяин представлен пиритом, вкрапленность — халькопиритом) менее распространены. На рис. 12 представлен участок сульфидного обособления с прожилковой и эмульсионной структурой второго типа. Наружная кайма обособления (на снимке видна частично) шириной около 50 микрон состоит из щетки зерен пирита, разбитых радиально направленными тончайшими (5 микрон) извилистыми жилками халькопирита, не проникающими в окружающий нерудный цемент. Внутренняя часть состоит из ветвистых пересекающихся сложных по форме жилок и мельчайших эмульсионных выделений халькопирита в пирите. Форма сульфидного обособления в целом изометричная, близкая к сфероидальной. Выделения халькопирита имеют сфероидальную форму и наблюдаются во всех участках обособления. Однако насыщенность ими внутренней части в несколько раз выше, чем внешней существенно пиритной оболочки (см. рис. 12). Размер вкрапленности халькопирита везде довольно постоянный — около 2—5 микрон.

Жилки халькопирита морфологически сложны. Самые мелкие из них, объединяясь друг с другом, образуют неправильные поля или более широкие жилки. Строение мельчайших жилок характерно в том отношении, что они служат соединительными дендритовидными каналами между шариками халькопирита. При этом многие выделения халькопирита соединены короткими жилками. Ширина жилок аналогична размерам вкрапленности (2—5 микрон).

Наиболее вероятная последовательность образования рассматриваемого типа сростаний пирита и халькопирита следующая. До возникновения неправильных жилок агрегат пирита и халькопирита на некоторой стадии имел эмульсионное строение, причем вкрапленность была представлена халькопиритом и, возможно, обособилась в результате раскристаллизации первичного смешанного геля сульфидов. Ветвистая «крона» жилок халькопирита возникла при более поздней перекристаллизации эмульсионного агрегата.

На примере эмульсионных структур пирита и халькопирита было отмечено, что при перекристаллизации вкрапленные выделения пирита приобретают форму правильных кристаллов. В рассматриваемом же случае благодаря более высокой способности халькопирита к переотложению эмульсионная структура оказалась неустойчивой, особенно в участках, высоконасыщенных халькопиритом. Дальнейшая перекристаллизация могла бы уничтожить не только эмульсионную, но и тончайшую прожилковую структуру, агрегируя халькопирит в виде крупных гнезд или жил. Тенденция к этому намечается в отдельных участках описанного сульфидного обособления.

Значение описанных двух типов эмульсионных сростаний пирита и халькопирита состоит прежде всего в том, что они подтверждают идею об отложении некоторой части сульфидов в слоистых рудах в виде гелевой смеси. Эмульсионные структуры возникли на одной из ранних стадий раскristаллизации гелей. Вероятно, тип минерала-вкрапленности и минерала-хозяина при этом зависел от соотношения сульфидов железа и меди, изменчивого в широких пределах в слоистых рудах.

4. АСИММЕТРИЯ РУДНЫХ СЛОЕВ

Почти все рудные слои описанной рудной пачки имеют асимметричное строение, выражающееся в последовательном изменении ряда свойств в направлении, поперечном к слоистости. Внешне хорошо заметна изменчивость размеров вулканокластических обломков пород в рудных пластах. Размер обломков от почвы к кровле постепенно уменьшается от 2—4 до 0,05—0,01 мм и в самой верхней части руда имеет вид весьма плотного алеволита. Однако изменчивость размера обломков нерудного материала не является главным выражением асимметрии. В большей степени асимметрия проявляется в поведении сульфидных выделений. В нижней части слоев это грубозернистые выделения, представляющие собой главным образом субсфероидальные агрегаты пирита и халькопирита и крупные кристаллы пирита. Кверху многие слои приобретают все более красный оттенок, — увеличивается содержание кремнистогематитового материала, достигающее вверху 5—10% объема. Размер и количество выделений сульфидов от почвы к кровле слоев постепенно уменьшаются и в самом верху это уже рассеянные мелкие (0,01—0,1 мм) сростки или зерна. Параллельно с этим от почвы к кровле постепенно возрастает роль нерудного материала (рис. 15, 17).

В самой верхней части рудных слоев количество сульфидов снижается до нуля, но выше через 0,5 мм по резкой границе прежний слой сменяется новым асимметричным слоем руды гравелитового облика в основании и плотным в кровле. Эта резкая граница морфологически выглядит как поверхность несогласия, так как на тонкозернистую часть нижнего слоя налегает руда грубозернистого облика (рис. 16). Крупные обломки пород ложатся непосредственно на плотный туффит, с примесью или без примеси сульфидов, иногда слабо погружаясь в него. Следует отметить, что вдоль границ слоев, как и в рудной пачке в целом, отсутствуют жилные выделения сульфидов.

В тесной взаимосвязи с асимметрией строения рудных прослоев находится асимметрия изменчивости их вещественного состава. Почти во всех изученных прослоях в направлении от почвы к кровле снижается содержание пирита и возрастает роль халькопирита. На графиках (см. рис. 15) приведены результаты подсчета содержания пирита и халькопирита в трех слоях мощностью 2—

4 см. Графики показывают, что отношение пирит : халькопирит, равное 1,87; 1,46 и 10 в основании прослоев, плавно снижается до 0,29; 0,03 и 0,56 соответственно в кровле. Это вызвано последовательным снижением количества пирита от 20, 30 и 40% объема в почве до 2, 7 и 9% в кровле и некоторым возрастанием в том же направлении количества халькопирита от 10, 17 и 4% до 18, 23 и 16% соответственно.

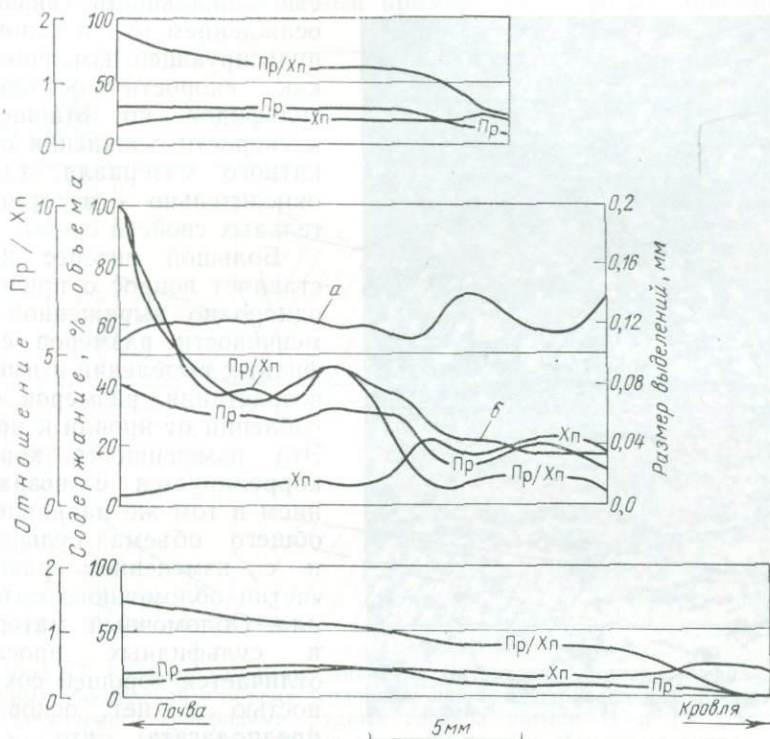


Рис. 15. Графики изменения минерального состава и зернистости в поперечном разрезе трех слоев осадочной медноколчеданной руды Урупского месторождения

Пр — пирит, Хп — халькопирит, а — количество нерудного материала, б — диаметр сульфидных выделений

Одновременно с убыванием в кровле рудных слоев количества дисульфида железа и ростом содержания более малосернистого сульфида — халькопирита в верхней части появляется гематит. Тесное чередование сульфидов и окислов железа является характерной особенностью строения слоистых руд. Хорошая сохранность этого геохимически контрастного парагенезиса позволяет прийти к следующему выводу. Ни при диагенезисе, ни при последующих метаморфических преобразованиях минеральный парагенезис слоистых колчеданных руд не претерпевал воздействия восстановитель-

ной или окислительной среды достаточно интенсивной, чтобы могли быть восстановлены окисные или окислены сульфидные соединения железа.

Последовательное снижение отношения пирит : халькопирит от почвы к кровле и рост содержания красных окислов железа в том же направлении в каждом из ритмично чередующихся слоев невозможно рассматривать как проявление метасоматической зональности.

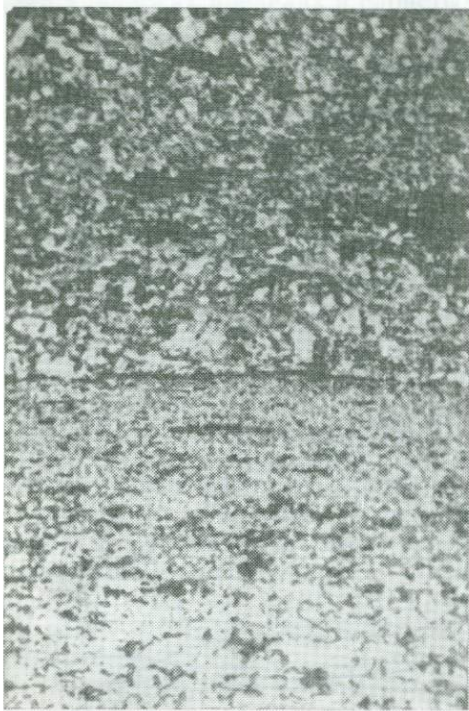


Рис. 16. Контакт двух слоев медноколчеданной руды. Верхний слой, грубозернистый в основании, налегает на мелкозернистую верхнюю часть нижнего слоя. Полированный штаф, увел. 3. Урупское месторождение

Зональность связана с осаждением руд в условиях пульсирующей изменчивости как скорости осаждения сульфидов по отношению к скорости осаждения силикатного материала, так и окислительно - восстановительных свойств среды.

Большой интерес представляет вопрос о причинах однородно выраженной изменчивости размеров сульфидных выделений и именно возрастания размеров обособлений от кровли к почве. Эта изменчивость хорошо коррелируется с возрастанием в том же направлении общего объема сульфидов и с изменением размера частиц обломочного материала. Обломочный материал в сульфидных прослоях отличается хорошей сохранностью и нет оснований предполагать, что сульфидные субсфероидальные обособления представляют собой метасоматически возникшие псевдоморфозы по обломкам пород. Следова-

тельно, асимметрию структуры рудных слоев нельзя объяснить как результат наследования сульфидными агрегатами формы и размеров обломочных частиц слоя туфа.

Эта гипотеза не приемлема и по другой причине. Во многих слоях степень сортированности по размерам обособлений сульфидов много выше, чем сортированность обломков кислой лавы. Например, в слое 19 (см. рис. 6) размер вулканокластических обломков колеблется от 0,5 до 30 см по удлинению. Но среди сульфидных сегрегаций столь резкие колебания размеров не на-

блюдались. Наоборот, для них закономерно большое постоянство размеров в продольном, параллельном слоистости направлении, и плавность изменения в поперечном направлении (см. рис. 15, 17). Метасоматической гипотезе противоречит также наличие зависимости между размером сульфидных сегрегаций и отношением пирит : халькопирит в рудных слоях. Это отношение уменьшается в том же направлении, в каком уменьшается размер сегрегаций — от почвы к кровле. Отчетливый пример такого рода зависимости

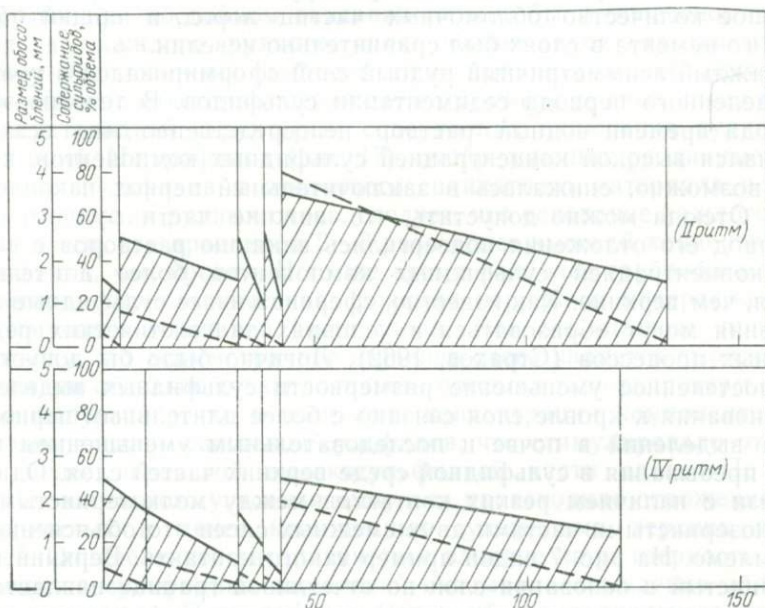


Рис. 17. Графики изменения диаметра (штриховые линии) сульфидных обособлений и объема (сплошные линии, заштрихованные поля), занимаемого сульфидами рудных слоев ритмов II и IV (см. рис. 6, 7). Мощности слоев отмечены на оси абсцисс вертикальными линиями. Направление от почвы к кровле слоев слева направо. Урульское месторождение

приведен на рис. 15. Плавную изменчивость отношения пирит : халькопирит внутри сульфидных сегрегаций невозможно объяснить метасоматической гипотезой, так как состав обломочного силикатного материала в рудных слоях один и тот же (кислый эффузив, кварц, сланец и др.).

При объяснении происхождения асимметричной структуры колчеданных слоев следует иметь в виду три возможных гипотезы.

Гравитационная дифференциация, как известно, может привести в отдельных случаях к перемещению относительно крупных и тяжелых сегрегаций сульфидов книзу к основанию слоев и вытеснению существенно силикатной иловой массы вверх. Такая

дифференциация возможна лишь в том случае, если более тяжелые сульфидные обособления находились в иловой среде с низким коэффициентом трения. Однако в этом случае достигалось бы существенное обеднение верхних зон слоев сульфидами вообще. Более того, мелкие сегрегации сульфидов также погружались бы в нижние части слоев, так как при длительном «отстаивании» имело бы место распределение частиц по удельному весу, а не только по их размерности. Реальная возможность перемещения сульфидных сегрегаций маловероятна, поскольку в рудных слоях присутствует большое количество обломочных частиц пород, и общий объем илового цемента в слоях был сравнительно невелик.

Каждый асимметричный рудный слой сформировался в течение определенного периода седиментации сульфидов. В течение этого периода времени водный раствор непосредственно над осадком отличался высокой концентрацией сульфидных компонентов, которая, возможно, снижалась в заключительный период накопления слоя. Отсюда можно допустить, что нижние части рудного слоя в период его отложения подвергались влиянию растворов с высокой концентрацией сульфидных компонентов более длительное время, чем верхние. Как известно, сферональные сульфидные обособления могут образоваться в условиях диагенетических редукционных процессов (Страхов, 1962). Логично было бы допустить, что постепенное уменьшение размерности сульфидных выделений от основания к кровле слоя связано с более длительным периодом роста выделений в почве и последовательным уменьшением времени пребывания в сульфидной среде верхних частей слоя. Однако в связи с наличием резких контактов между мелкозернистыми и крупнозернистыми частями двух смежных слоев это объяснение не приемлемо. На рис. 7 виден пример такого контакта. Верхний грубозернистый в основании слой по отчетливой границе напластования налегает на очень плотную кровлю нижнего рудного слоя. Более крупным планом эта граница показана на рис. 16.

Как уже отмечалось, рудные прослои представляют собой продукт неоднородной смешанной седиментации, вследствие чего значительную роль в их составе играет хемогенно-осадочный кремнистый и кластический материал. В моменты прекращения сульфидоотложения продолжалось накопление почти чисто силикатных компонентов. Тонкие прослойки туфоалевролита в пласте руды на рис. 7 образовались благодаря некоторому перерыву в отложении сульфидов. Для случая, представленного на рис. 16, можно отметить, что между накоплением нижнего и верхнего слоев практически никакого разрыва времени не было, так как между слоями отсутствуют прослойки силикатной породы. Следовательно, в период отложения верхнего слоя нижний мелкозернистый слой находился в состоянии гидратированного нелигифицированного осадка, как и верхний крупнозернистый. Это положение доказывается также наблюдениями над сингенетичными пластическими деформациями в «конгломератовидных» слоях. На рис. 8 изображен пример

пластического прогибания и выжимания слоистой руды под тяжестью глыбового обломка кварцевого альбитофира. Деформации затухают только на границе четвертого и пятого слоев ниже обломка. Таким образом, иловое состояние было свойственно не только самому верхнему накапливающемуся в данный момент слою, но и ряду других, залегающих ниже. Поскольку асимметричная структура циклично повторяется в каждом рудном слое, гипотеза диагенетического происхождения объяснить ее образование не может.

Выше при послыйном описании ритмов было отмечено, что накопление каждого рудного слоя соответствует отдельному импульсу эксплозивного выброса газо-гидротермальных растворов. Это особенно отчетливо выражено на примере рудных слоев с конгломератовидной структурой, содержащих включения вулканических бомб. Из графиков (рис. 17), отображающих различные соотношения сульфидов и осадочного силикатного материала в поперечном сечении рудных слоев, следует, что основание каждого слоя отличается, как правило, в 2—3 раза более высокой концентрацией сульфидов, чем кровля. В то же время наиболее грубообломочная, возможно пирокластическая, фракция нерудного материала сконцентрирована в нижней части слоев. Все эти данные приводят к выводу, что асимметричное строение слоев является выражением динамики отдельного эксплозивного прорыва газо-гидротерм. В начале импульса резко повышалась концентрация компонентов, необходимых для осаждения сульфидов, что стимулировало отложение более зернистой высокосульфидной части слоев. По мере последовательного угасания импульса происходило отложение мелкозернистых и менее насыщенных сульфидами верхних частей слоев. Определенное каталитическое влияние на размерность осаждающихся сульфидных выделений оказывало осаждение обломочного материала. Этот процесс был наиболее активным в начальную стадию каждого импульса.

5. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ В РУДНОЙ ПАЧКЕ

Внутри каждого ритма в пачке слоистых руд последовательность чередования трех различных типов образований в общем одна и та же (снизу вверх): сульфидная руда, зеленый кремнисто-хлоритовый туффит, красный кремнисто-гематитовый туффит (см. рис. 6). Химический состав слоев туффита приведен в табл. 1. Красные и зеленые туффиты отличаются не только преобладанием или иногда резко выдающимся количеством окиси железа в первых, но и отчетливо выраженным более высоким содержанием окиси алюминия в зеленых разностях. Количество глинозема в красных туффитах падает в два раза, а в отдельных случаях и больше (см. табл. 1, ан. 157 и 156) против количества в зеленых.

Химический состав туффитов толщи слоистых руд Урупского месторождения, вес. %

Компоненты	Цвет породы, номер образца											
	Красный, 157/4	Зеленый, 156/4	Зеленый, 71/6	Зеленый, 74/6	Красный, 76/6	Зеленый, 81а/6	Красный, 81б/6	Кварцит, 83/6	Красный, 84/6	Зеленый, 86/6	Красный, 87/6	Переслой, 93/6
SiO ₂	76,88	25,58	48,66	62,00	28,68	24,46	34,82	94,78	31,18	61,24	35,12	65,78
TiO ₂	—	—	0,33	0,17	0,42	0,73	0,33	0,01	0,40	0,20	0,37	0,30
Al ₂ O ₃	0,37	17,68	12,15	10,10	7,37	15,56	11,74	0,70	6,14	9,83	6,82	11,74
Fe ₂ O ₃	11,83	3,97	2,70	1,85	31,00	16,50	21,80	1,92	23,10	1,70	24,80	1,85
FeO	1,58	18,80	14,19	14,25	14,90	23,15	16,96	1,74	17,35	14,71	14,13	9,29
MnO	0,34	0,36	0,20	0,17	0,17	0,23	0,17	0,01	0,44	0,16	0,28	0,10
MgO	0,35	18,39	6,32	5,69	4,58	9,30	7,08	0,27	4,40	5,97	4,72	5,13
CaO	5,01	0,42	4,10	0,42	3,78	0,72	0,72	0,20	4,40	0,41	4,10	0,20
Na ₂ O	0,66	1,23	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—	0,23
K ₂ O	0,62	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,35
S	0,43	0,58	2,25	0,25	0,56	0,07	0,10	0,10	0,07	0,31	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,01	2,46	0,05	1,91	0,09	0,24	0,03	1,45	0,03	1,70	0,16
CuO	Не опр.	Не опр.	2,15	0,15	0,86	0,11	0,06	0,03	0,04	0,34	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	0,61	0,65	0,27	0,32	0,35	0,35	0,28	0,27	0,46	0,26	0,27	0,22
П. п. п.	3,34	10,64	7,20	5,88	6,41	10,10	7,14	0,74	11,40	5,83	8,53	4,97
Сумма	102,04	98,71	102,98	101,30	100,99	101,48	101,44	100,80	100,83	100,99	100,92	101,38

Примечание. Анализы выполнены И. В. Малютиной.

По преобладающему содержанию главных химических компонентов три отмеченные типа слоев внутри ритмов определяются следующим образом: 1) кремнисто-сульфидный (рудные слои); 2) кремнисто-алюмо-железо-закисный (зеленые туффины) и 3) кремнисто-железо-окисный (красные туффины).

В разрезе отдельного ритма химические компоненты распределены следующим образом. Сульфидная сера и медь выделяются преимущественно в начальную стадию каждого ритма и в более поздних отложениях уже практически отсутствуют. Двухвалентное железо является как бы сквозным элементом, оно выделяется во всех слоях ритмов либо в сульфидной, либо в силикатной форме. Область распространения трехвалентного железа отчетливо сдвинута в сторону заключительного этапа каждого ритма. Эта особенность у малых ритмов (I и III, см. рис. 6) выражена гораздо отчетливее, чем у больших (II и IV), для которых характерно тонкое переслаивание хлоритовых и кремнисто-гематитовых сланцев. Максимум отложения алюминия, наоборот, приходится на зеленые сланцы. Количество глинозема в красных сланцах снижается примерно вдвое против содержания в зеленых. Кремний является сквозным компонентом, отлагающимся в большей или меньшей степени в течение всего процесса накопления толщи.

При рассмотрении причин дифференциации нерудных компонентов в слоистой пачке необходимо иметь в виду следующее. Влияние кластического материала на различие химического состава осадков не было определяющим. Во-первых, этот материал имеет подчиненное значение в обоих типах туффинов, во-вторых, его состав примерно одинаков во всех типах слоев. Слоистая рудная пачка в целом отложилась на дне поверхностного бассейна недалеко от выходов глубинных газо-гидротермальных растворов. Последние содержали не только рудные, но и силикатные компоненты и играли главную роль как источник вещества при отложении и колчеданных руд, и кремнистых туффинов. Одно из доказательств этого положения — локальный характер распространения кремнистых туфосланцев в Урупском рудном поле, в тесной ассоциации как с согласными колчеданными залежами, так и с ореолами гидротермально измененных пород.

Дифференциацию компонентов в слоях туффинов следует рассматривать в итоге как результат взаимодействия восходящих растворов и морской водной среды.

В числе факторов внешней среды, оказывавших влияние на накопление дифференцированной рудной пачки, необходимо наряду с низкими температурой и давлением выделить сравнительно высокие окисляющие свойства ($Eh > 0$), близко нейтральное значение pH и достаточно быструю регенерацию этих и других свойств морской среды при взаимодействии ее с глубинными растворами.

Роль окислительно-восстановительных условий среды, подтверждающаяся по выделению окиси железа в заключительную стадию каждого ритма, рассмотрим сначала на примере поведения

серы и железа. Из диаграммы рис. 65 следует, что в стандартных условиях ($t=25^{\circ}\text{C}$, $p=1$ атм, общая активность серы равна 0,1) в области величин Eh выше границы восстановления водорода ($\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$) возрастание Eh на 200 мв вызывает уменьшение концентрации иона S^{2-} от 10^{-1} до 10^{-10} молей на литр. В соответствующей пропорции увеличивается концентрация ионов SO_4^{2-} . Таким образом, сульфидная сера, из всей суммы компонентов, отложившихся в рассматриваемой толще, пожалуй, наиболее активно реагировала на изменение Eh среды. Именно этим свойством можно объяснить исключительно резкие контакты между пластами сульфидной руды и туфосланцев.

Другой характерный компонент сульфидов — железо в восстановленной двухвалентной форме устойчив к окислению при гораздо более высоких значениях Eh, чем S^{2-} . Так, по расчетным данным (Мэзон, 1950) при pH около 7 равновесие $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+} + e$ достигается при Eh около — 200 мв. Этот порядок величины подтвержден А. К. Лисициным и Э. Г. Кузнецовой (1967), производившими измерение Eh в зоне лимонитизации дисульфида железа в пластах сероцветных осадков. Таким образом, область интенсивного окисления иона Fe^{2+} сдвинута гораздо более в сторону высоких значений Eh, чем ионов S^{2-} . Отсюда следует, что в условиях недостатка сульфидной серы вследствие ее окисления ион Fe^{2+} будет осаждаться в смеси с другими компонентами в виде железистого силиката, например хлорита.

Ионы меди в отличие от ионов двухвалентного железа в рассматриваемой толще тесно ассоциированы с сульфидной серой и не образуют никаких других самостоятельных минералов кроме сульфидов. Это объясняется, по-видимому, много более низкой концентрацией меди в вулканических растворах по сравнению с железом.

Характер распределения серы, железа и других компонентов в разрезе слоистых руд поддается объяснению с точки зрения изменения Eh среды минералообразования. Диапазонам сульфидообразования должен отвечать наиболее низкий Eh, что в свою очередь обеспечивалось большим притоком в область седиментации ювенильных газогидротерм, содержащих компоненты в основном в восстановленной форме. При последующем, возможно, импульсном контрастном прекращении притока глубинных растворов, Eh среды последовательно восстанавливалась, происходило окисление, а также рассеивание восстановленных компонентов. В начале этой стадии быстро прекращалось отложение сульфидов и доминирующую роль приобретало осаждение хлорита, как силикатного осадка, содержащего Al_2O_3 , FeO, MgO, SiO_2 , а также Fe_2O_3 . Возможно, осаждению этих компонентов и особенно Al_2O_3 во вторую хлоритовую стадию ритма благоприятствовало также повышение pH среды вследствие уменьшения количества привносимых кислых газов.

Третья заключительная стадия ритма — кремнисто-гематитовая — наступала в условиях значительного повышения Eh среды.

Отличия химического состава кремнисто-гематитовых туффитов от кремнисто-хлоритовых (см. табл. 2) указывают, что эта стадия наступала после осаждения основной массы Al_2O_3 .

В качестве источника алюминия и некоторых других элементов, переносимых гидротермальными растворами, обычно рассматриваются породы, залегающие на пути движения растворов. Исходя из этого, можно отметить следующую особенность. Каждый ритм слоистой рудной пачки завершается отложением более обедненных алюминием кремнисто-гематитовых осадков. Это связано не с истощением колонны пород как источника алюминия, поскольку в следующем ритме последовательность наложения повторяется, а, вероятно, с временным прекращением выноса растворов из глубинного источника. Таким образом, объясняя колебание состава туффитов внутри ритмов, необходимо сделать вывод о дискретном пульсирующем характере деятельности вулканического источника газо-гидротерм.

6. РИТМИЧНОСТЬ РУД — РЕЗУЛЬТАТ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО ПРИВНОСА РУДНЫХ ГАЗО-ГИДРОТЕРМ

По мощности рудных пластов и набору пород ритмы II и IV слоистой рудной пачки (см. рис. 6) более мощные и сложные, чем ритмы I и III. По внутреннему строению ритмы II и IV являются весьма точным повторением друг друга. Для того и другого характерна последовательность (снизу вверх): 1) тонкослоистая руда, 2) «конгломератовидная» руда, 3) хлоритовый туфосланец, 4) чередование хлоритового и кремнисто-гематитового туфосланцев.

Сходство ритмов, выражающееся даже в деталях, объясняется подобием режима, объема и продолжительности поступления материала из источника газо-гидротерм в область седиментогенеза в период накопления каждого ритма. Это, несмотря на значительный разрыв во времени отложения ритмов II и IV, свидетельствует о четком ритмичном механизме деятельности источника ювенильных растворов.

Тонкослоистое строение мощных рудных пластов связано с пульсацией более мелкого порядка, чем пульсация, обусловившая образование ритмов. Как отмечалось, каждый слой руды характеризуется асимметричным строением. Одна и та же направленность асимметричной структуры в рудных слоях является выражением одной и той же динамики отдельного импульсного выброса гипогенных растворов в зону седиментации.

В асимметричных рудных слоях устанавливается прямая зависимость между максимальным размером сульфидных сегрегаций в почве слоев и мощностью слоев (см. рис. 17). Это проявляется независимо от положения отдельного слоя в разрезе сложных рудных пластов — в основании, средней или верхней части. Сама по себе эта особенность позволяет исключить предположение

о формировании сульфидных субсфероидальных выделений в стадии диагенезиса или метаморфизма рудных осадков. Как бы ни была высока насыщенность данного рудного слоя сульфидами, размер обособлений пропорционален его мощности. Причем верхний нередко мощный рудный слой своим грубозернистым основанием ложится на нижний много более мелкозернистый и меньший по мощности. Мощность сульфидных слоев функционально следует связывать с интенсивностью и длительностью сульфидной седиментации. С этими же факторами должна быть связана и изменчивость размеров сульфидных обособлений.

Рассматривая длительность накопления отдельного рудного слоя как один из факторов асимметрии и исходя из вероятного предположения, что формирование асимметричной структуры каждого предыдущего слойка предшествовало накоплению последующего, следует отметить, что время формирования асимметричной макроструктуры не больше времени накопления отдельного слойка. Если бы рост размеров сульфидных выделений в данном слойке продолжался и позже начала накопления нового слойка, то, вероятно, предельный минимальный размер сульфидных выделений у подстилающих слойков был бы выше, чем у перекрывающих.

В стадию седиментации накапливающийся рудный слой отличался слабой степенью литификации, во всяком случае много меньшей, чем во все последующее время, когда накапливались перекрывающие слойки. Возможно, стадия активного роста сульфидных сфероидальных сегрегаций на границе осадок — вода была более продолжительной для сульфидного материала, отложившегося в основании слойков, чем в верхней части.

Количественным отображением интенсивности импульса выброса ювенильных газо-гидротерм может служить отношение объемов сульфида: силикаты, которое у всех слойков много выше в основании, чем в верхней части (см. рис. 17). Так как это свойственно песчанистым рудам, то, как отмечалось выше, изменчивость этого отношения не связана с гравитационной дифференциацией сульфидов в стадию диагенеза слоев. Графики (см. рис. 17) выявляют прямую зависимость между соотношением сульфидов и силикатов и мощностью слойков и одновременно служат количественной характеристикой динамики эксплозивных импульсов.

В разделе «Каталитическое влияние . . .» детально рассмотрено каталитическое влияние обломочной седиментации на формирование рудных обособлений. Однако этот фактор следует рассматривать как одну из дополнительных особенностей отложения слоистых руд. Осаждение обломков несомненно активизировало осаждение и сегрегацию сульфидов, но не было решающим фактором. Наличие обломков пород в центре некоторых сульфидных оолитов в рудах указывает на то, что обломки служили центрами кристаллизации в процессе хемогенно-осадочной сульфидной седиментации. Однако, как правило, отложение сульфидов в виде сфероидальных и неправильных комьевидных агрегатов следует рассматривать

как процесс коагуляции коллоидных частиц. Об этом свидетельствует широкое распространение микротекстур усыхания и структур распада гелевой смеси сульфидов в слоистых рудах Урупского месторождения.

III. ОСАДОЧНЫЕ СУЛЬФИДНО-ГЕМАТИТОВЫЕ РУДЫ ХУДЕССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Руды этого месторождения детально рассмотрены в работах автора (Скрипченко, 1963₂, 1966₁), здесь лишь приведены данные, представляющие общий интерес для изучения хемогенно-осадочного сульфидообразования.

На Худесском месторождении слоистые осадочные руды встречаются на восточном фланге главной рудной залежи. Морфологически они представлены тонкими (мощностью около 1 м) хорошо выдержанными согласными пластами, расположенными на том же стратиграфическом уровне, что и главная залежь (см. рис. 2). Внутренняя структура пластов симметрично-слоистая. В основании и кровле наблюдаются кремнисто-гематитовые туффиты, мощность которых обычно составляет 20—30 см. В центре разреза залегает слой мощностью от 5 до 50 см руды, представляющей собой ритмичное переслаивание сульфидной руды и кремнисто-гематитового туффита и в редких случаях зернистых туфопесчаников.

Лавы, вмещающие слоистые рудные тела, в большинстве своем гематитизированные порфиоровые (пироксен-плаггиоклазовые) разновидности спилитов. Контакты рудных пластов резкие. Ни в лежачем, ни в висячем боку спилиты не подверглись тем гидротермальным изменениям, которые имели место при формировании кварц-серицит-хлорит-пиритовых пород Худесского месторождения.

В текстурном отношении рудные пласты неоднородны: одни относятся к тонкослоистому типу, отличающемуся ритмичным переслаиванием сульфидных и кремнисто-гематитовых прослоек мощностью от 1 мм до 0,5 см; другие неоднородны и представляют собой чередование относительно мощных (до 10 см) прослоев массивных медисто-колчеданных руд, туфопесчаников и красных кремнисто-гематитовых туффитов.

Тонкослоистые руды образуют центральную зону слоистых рудных пластов. Тонкая слоистость параллельна контактам рудных пластов со спилитами. Наряду с параллельно-слоистыми текстурами распространены плейчатые и микроплейчатые текстуры оползания, сопровождающиеся трещинами усыхания и оползевыми микросбросами. Строение сульфидных слоев имеет следующие особенности: нижняя граница их в микромасштабе неровная, но очень резкая; вплотную к ней прилегает однородный кремнисто-гематитовый туффит, состоящий из окиси железа (до 72%) и кремния (17—30%) (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав кремнисто-гематитовых пород Худесского месторождения, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 471	Ан. 610
SiO ₂	29,90	17,36	22,86	39,48	68,36	68,40
TiO ₂	—	—	—	—	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	1,55	—	3,97	6,41	8,04	9,63
Fe ₂ O ₃	55,83	72,07	54,75	38,90	11,18	7,94
FeO	5,10	4,68	5,44	1,94	3,23	2,73
Fe сульфидное	—	—	3,26	—	—	—
MnO	0,06	0,05	0,04	0,24	0,11	0,57
MgO	0,36	0,50	0,60	0,36	0,55	0,36
CaO	4,11	3,01	2,19	9,45	2,24	3,70
Na ₂ O	0,50	0,56	0,54	0,74	0,63	1,85
K ₂ O	0,11	0,15	0,05	0,04	2,56	2,13
S сульфидная	—	—	3,74	—	0,09	0,04
П. п. п.	1,52	1,78	2,18	3,16	3,42	2,65
Сумма	99,04	100,16	99,62	100,72	100,46	100,05
Аналитик	П. П. Овчаренко					

Примечание. Ан. 1 и 2 — кремнисто-гематитовые породы лежачего и всячего бочков тела сульфидно-гематитовых руд соответственно; ан. 3 — полоски кремнисто-гематитовой породы из тонкого переслоя сульфидов и кремнисто-гематитового материала в центре тела; ан. 4 — осадочная яшма из цемента «подушек» в спилитах рудовмещающего горизонта; ан. 471 — осадочная яшма из прослоя в спилитах рудовмещающего горизонта; ан. 610 — красный яшмовидный туффит на контакте вулканогенной и туфосланцевой свит.

В туффите имеется примесь идиобласт гематита и выделений халькопирита и пирита. Количество последних непосредственно на границе с сульфидными слоями составляет 1—0,5%, но в 3—5 мм ниже постепенно возрастает до 5% и более.

В строении самих сульфидных слоев ясно выражена асимметрия. От почвы к кровле количество сульфидов постепенно уменьшается с 70—80 до 30% объема и соответственно возрастает роль кремнисто-гематитового цементирующего агрегата. У самой кровли объем сульфидов сокращается до 5%, при этом растет отношение халькопирит:пирит (от 2:1 у основания до 10:1 вверху) и, наконец, у нижней границы следующей сульфидной полоски сульфиды почти совершенно исчезают. Размер пирит-халькопиритовых обособлений в рудных слоях от основания кверху также постепенно уменьшается.

Слои кремнисто-гематитового осадка, несмотря на небольшую мощность (0,3 до 2,0 мм), согласно прослеживаются в рудных пластах на большие расстояния. В некоторых из них заметна параллельная волнистая полосчатость, проявляющаяся в ориентировке приплюснутых выделений сульфидов и ориентировке «струй» с бо-

лее или менее высоким содержанием гематита. Полосчатость особенно заметна вдоль нижних (резких) границ сульфидных полосок. Некоторые крупные обособления сульфидов, погруженные в кремнисто-гематитовый осадок на глубину в доли миллиметра, обгибаются полосчатостью в этом осадке. Полосчатость образовалась, вероятно, при диагенетическом уплотнении осадков.

Общие структурные особенности тонких (1—2 мм) рудных слоев представлены на рис. 18. Слои состоят в основном из неоднородных по размерам (0,5—0,1 мм) сфероидальных пирит-халькопиритовых обособлений, погруженных в гелевидный цемент. В последнем имеется также большое количество мелких неправильных выделений сульфидов как в виде фрагментов сфероидальных выделений, так и в виде зерен пирита и халькопирита. Непрозрачный агрегат ниже и выше слоя представляет собой красный кремнисто-гематитовый туффит с рассеянными зернами сульфидов и редкими сферическими «комьями» пирит-халькопиритового состава.

Многие сфероидальные сульфидные выделения характеризуются в различной степени проявляющимся концентрически-зональным внутренним строением. Они состоят из зернистого агрегата халькопирита, в котором рассеяны мелкие включения пирита. Количество пирита невелико в центре и возрастает у наружной границы выделений. Наиболее насыщенная пиритом зона во внешней части иногда сменяется неправильной регенерационной кроной однородного халькопирита.

Гораздо реже наблюдаются сложные концентрически-зональные сферолиты, состоящие из существенно пиритного радиально-трещиноватого ядра (диаметром 0,15—0,3 мм), промежуточной халькопиритовой зоны (толщиной 0,05—0,1 мм), с рассеянными включениями пирита, и наружной существенно пиритной зоны. В последней, как и в ядре, трещины пропитаны халькопиритом. Рассматриваемые сферолиты по форме и внутреннему строению могут быть определены как оолитовые рудные выделения.

Внутри подавляющего большинства оолитов агрегат пирита и халькопирита имеет петельчато-брекчиевидную структуру. Выделения пирита разбиты сложной сеткой трещин, выполненных халькопиритом. Обычно главную роль играют радиальные трещины, соединенные друг с другом поперечными концентрическими. Эти трещинные выполнения халькопирита у обособленных оолитов никогда не выходят в виде жилок за пределы оолитов в окружающий гелевый цемент.

Границы выделений халькопирита с зернами пирита представляют собой отчетливые гладкие поверхности. Для выяснения условий образования трещиноватых и дробленых выделений пирита, сцементированных халькопиритом, большое значение имеют следующие закономерности структуры оолитов.

Наиболее ясно выраженные оолиты состоят из ориентированных по радиусу клиновидных пластинок пирита. Сравнительно широкие радиальные поры, выполненные халькопиритом, являются

главной системой трещин. Возникновение этих трещин, ориентированных в закономерной взаимосвязи со сферической формой оолитов, связано бесспорно с деформациями только внутри оолитов, обусловленными изменениями внутреннего состояния их при диагенезе осадка.

Известно, например, что радиальные и концентрические трещины развиваются в процессе дегидратации оолитов и представляют собой трещины синерезиса. Отсутствие внешних динамических воздействий при образовании петельчато-брекчиевидной внутренней структуры оолитов пирита и халькопирита подтверждается также тем, что оолиты сохранили свою сфероидальную форму и в окружающем их красном цементе отсутствуют признаки катаклазирования.

Встречаются оолиты, у которых центральная зона отличается низким содержанием пирита (5% объема), заключенного в халькопирите. Выделения пирита здесь в то же время очень мелки (до 0,002 мм) и образуют сыпь ровно ограниченных мельчайших выделений, напоминающих структуры эмульсионного типа. При большом увеличении многие выделения пирита представляют собой правильные кристаллики кубической или более сложной формы. Очень мелкие, однородно распределенные, к тому же иногда идиокристаллические выделения трудно рассматривать как реликты корродированных крупных зерен пирита. Они скорее всего являются продуктом раскристаллизации, возможно, гелевой многокомпонентной смеси сульфидов. Этот вывод подкрепляется результатами электролитического травления пиритных радиальнолучистых зон. В участках, близких к центру оолитов, дисульфид железа обнаруживает скрытокристаллическое строение, а во внешних — зернистое. Примесь в некоторых оолитах являются борнит и халькозин, тесно ассоциирующиеся с халькопиритом. Интересно, наконец, отметить, что имеются редкие сульфидные слойки, в которых оолиты представлены трещиноватым пиритом без примеси медьсодержащих минералов.

Объяснение природы описанных сростаний пирита и халькопирита в оолитах вряд ли может исходить из предположения, что халькопирит был привнесен позже и частично заместил пирит. Такой интерпретации противоречит нахождение обособленных оолитов в гелевидном однородном цементе как бы во взвешенном состоянии, образование трещиноватых структур не при тектонической деформации руды в целом, а в связи с диагенетическими процессами и, наконец, наличие в оолитах структур раскристаллизации многокомпонентной гелевой смеси. Внутреннюю структуру оолитов надо рассматривать как результат раскристаллизации сфероидальных выделений смешанного геля сульфидов меди и железа. Дифференциация сульфидов внутри оолитов, скорее всего, происходила в процессе раскристаллизации первично неоднородного геля. Аналогичные явления были отмечены Т. Н. Шадлун в рудах Шамлугского месторождения (Бетехтин и др., 1964).

В слоистых рудах широко распространены пирит-халькопиритовые сростания, состоящие из крупных идиоморфных, главным образом кубических, кристаллов пирита и крупнозернистого халькопирита. Халькопирит обычно выделяется в порах между зернами пирита или в трещинах дробления. Этот тип сульфидных выделений отличается от оолитовых морфологически. Расположение трещин, заполненных халькопиритом с примесью нерудного материала, в кристаллах пирита никогда не обнаруживает закономерной ориентировки, наблюдающейся в оолитовых структурах. С другой стороны, недеформированные крупнокристаллические выделения пирита существуют рядом с оолитами. Образование крупных кристаллов пирита происходило независимо от выделения оолитов.

Среди зерен пирита, представляющих собой изолированные выделения в гелевидном кремнисто-гематитовом цементе, имеются угловатые обломочные выделения (рис. 18). Границы этих зерен под различными углами срезают внутренние зоны роста. Пиритные обломки возникли явно вследствие сингенетичного дробления более крупных кристаллов до затвердения рудного осадка в целом. Причиной дробления, возможно, были не столько движения или разрывы рудного осадка, сколько внутренние дефекты первичных осадочных кристаллов.

Описанные структурные и текстурные особенности слоистых руд Худесского месторождения ранее были объяснены осадочным происхождением рудных и кремнисто-гематитовых слоев (Скрипченко, 1960, 1963₂, 1961₁). Образование руд происходило путем последовательного осаждения слоев, сульфиды осаждались в виде оолитовых сегрегаций гелевидных сернистых или гидросернистых соединений меди и железа, а также в виде идиокристаллов пирита, росших на границе осадок—вода. Сульфидные выделения цементировались кремнисто-гематитовым гелем. При последующем диагенезе и метаморфизме эти сегрегации были перекристаллизованы в агрегаты халькопирита и пирита, в отдельных местах с примесью борнита.

Данной точке зрения может быть противопоставлено мнение об избирательно метасоматическом способе выделения сульфидов в кремнисто-гематитовом агрегате. Однако рудные слои нельзя рассматривать как метасоматические жилки не только из-за отсутствия их взаимных пересечений, но главным образом из-за их ритмичной асимметрии и структуры. Так, если бы растворы проникали вдоль наиболее обогащенной сульфидами нижней границы отдельно взятого слоя, непонятно, почему кверху от предполагаемой трещины кремнисто-гематитовый агрегат импрегнирован сульфидами, последовательно убывающими кверху, а книзу этот же агрегат практически совершенно не содержит сульфидов. Выше и ниже полоски кремнисто-гематитовые слои идентичны как по агрегатному состоянию, так и по химическому составу.

Из разреза тонкослоистых руд были взяты три пробы кремнисто-гематитового материала для химического анализа — две из

слоев туффита без сульфидной вкрапленности и одна из рудного слоя (см. табл. 2, ан. 1, 2, 3). Анализы подтверждают совершенное

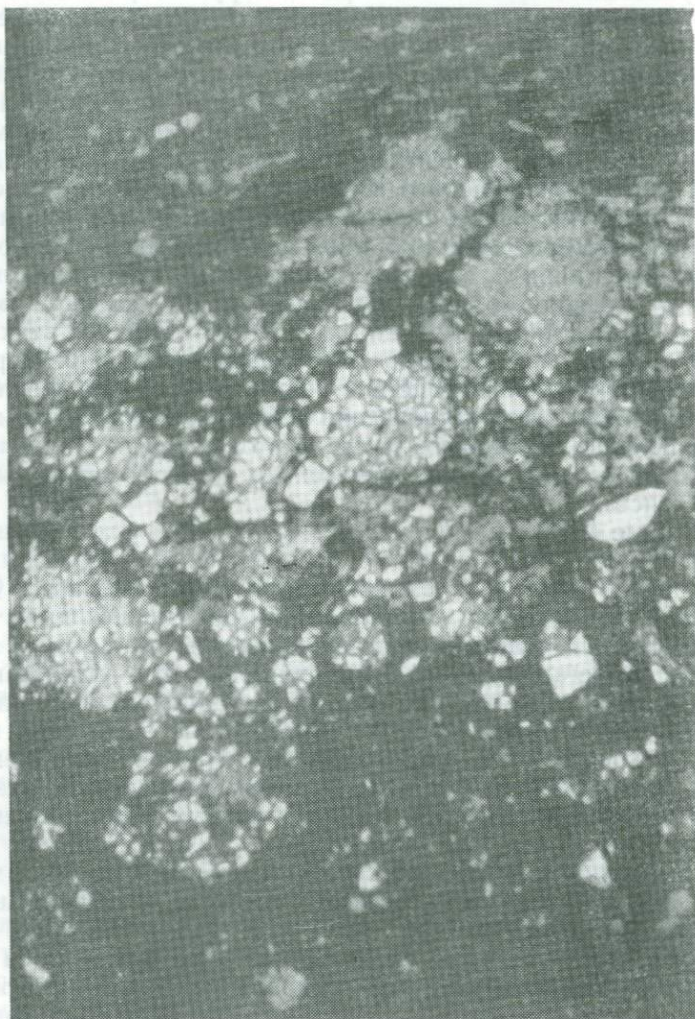


Рис. 18. Строение тонкого слоя пирит-халькопиритовой руды, состоящей из сфероидальных выделений — агрегатов пирита и халькопирита — и из правильных кристаллов и фрагментов кристаллов пирита (светлое) в кремнисто-гематитовом туффите (темное). Полированный шлиф, увел 30. Худесское месторождение

сходство слоев и, кроме того, показывают, что по химическому составу они представляют собой богатые гематитом туфосланцы. Учитывая, что сульфиды образуют оолиты в кремнисто-гемати-

товом агрегате, для поддержки гидротермально-метасоматической гипотезы следует обсудить вопрос уже не о наличии благоприятных слоев породы, а о наличии благоприятных к замещению сульфидами включений первичноосадочного материала в кремнисто-гематитовом геле. Как будет показано дальше, в геле иногда имеется примесь обломочного туфогенного материала, но эти обломки по своей форме ничего общего не имеют с оолитовыми выделениями сульфидов. Больше того, поскольку каждый обломок погружен в массу криптокристаллического геля, привнос и вынос компонентов при метасоматозе был бы возможен по тонкой сети прожилков. Ни прожилков, ни признаков диффузии сульфидообразующих растворов в геле не наблюдается. Нет также признаков подводящих каналов и в более крупных масштабах. Вмещающие спилиты и боковые слои красного туффита не изменены гидротермальными процессами и не содержат сульфидных жил.

По химическому составу кремнисто-гематитовые туффиты в слоистых рудах сходны с хемогенно-осадочными яшмами в покровах спилитов (см. табл. 2, ан. 1, 2, 3, 4). Они представляют собой поликомпонентные железисто-силикатные образования с переменным содержанием железа и кремнезема. Текстура их нередко тонкослоистая, причем имеются слойки с отчетливой алевритовой структурой. Последние состоят из непрозрачного существенно гематитового гелевидного агрегата, в котором послойно распределены обломочки размером 0,02—0,3 мм кварца, хлоритизированной и окремненной породы, а также полевого шпата. Неоднородный состав обломков и их распределение в виде прослоек указывает, что данные слои представляют собой своеобразный железистый туффит. Обломки вдоль ограничений обычно слабо резорбированы гематитом, причем последний иногда даже выделяется в трещинках в обломках полевого шпата и кварца. Это частичное замещение гематитом обломков формально может быть истолковано в пользу гидротермально-метасоматического способа образования кремнисто-гематитовой массы или, по крайней мере, гематита (Буадзе, 1964). Однако миграция окиси железа носила весьма ограниченный характер, и отмеченные явления резорбирования гематитом обломков в железистых туффитах следует связывать с частичным диагенетическим переотложением гематита.

Отсутствие наложенного окисножелезистого гидротермального метасоматоза подтверждается сосуществованием красных гематитовых туффитов с тонкими (около 1 см) выдержанными слойками зеленовато-серых песчаников, в которые гематитизация не распространяется совершенно ни в виде вкрапленности, ни в виде жилок. Эти песчаники являются осадками, возникшими в восстановительной среде.

Слоистые руды представляют собой тонкое переслаивание гематитового кварцита, пирит-халькопиритовой руды, песчанистого кварцита и зеленого туфопесчаника. Таким образом, рудный пласт в целом представляет собой первично слоистую ассоциацию, а не

продукт позднейшей дифференциации первоначально гомогенной массы рудного вещества. Участие в слоистых рудах осадочных пород, принимая в расчет другие перечисленные данные, вполне определенно указывает на осадочный сингенетичный с вмещающими лавами способ накопления рудных пластов Худесского месторождения.

IV. ОСАДОЧНЫЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ КОМСОМОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Осадочные тонкослоистые руды встречены многими буровыми скважинами при разведке Комсомольского месторождения в кровле и на флангах главного рудного тела (см. рис. 3). Автором изучен керн этих руд непосредственно из кровли рудного тела и из пачки туффитов в надрудных базальтовых порфиритах. Результаты изучения доказывают принадлежность Комсомольского месторождения к гидротермально-осадочному типу, а также освещают различные стороны хемогенно-осадочного сульфидного процесса.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пластовое тело слоистых руд в кровле главной залежи представляет собой ритмичное чередование гематитового туфоалевролита и медноколчеданной руды. Мощность слоев колеблется от 0,5 мм до 5 см и реже более. Колчеданные слои имеют однотипное внутреннее строение. Общий вид одного из них представлен на рис. 19. В основании по резкой границе слой подстилается кремнисто-гематитовым яшмовидным туффитом. В кровле руда также сменяется красным туффитом, но граница здесь постепенная. Гематитовые туффиты состоят из тонкослоистого непрозрачного скрытокристаллического мелкодисперсного агрегата окиси железа и кремнезема. Слоистость туффита выделяется благодаря различным цветовым оттенкам слоев, отличающихся друг от друга меньшим или большим содержанием окиси железа. Равномерно распределенная примесь (~3%) в туффитах — угловатые обломки (размером 0,01—0,1 мм) кварца и породы, замещенной хлоритом.

Наиболее значительные слои сульфидной руды имеют мощность около 5 см и представляют собой равномерную смесь различных по внутренней структуре обособлений пирита, халькопирита, борнита, зерен гематита, угловатых обломочков кварца, кремнистой и хлоритизированной пород и базального скрытокристаллического кремнисто-гематитового цемента. Количественные соотношения перечисленных выделений закономерно изменяются в поперечном разрезе слоя и отображены на диаграмме рис. 20. По линиям, параллельным слоистости, количественные соотношения постоянны.

Объем скрытокристаллического непрозрачного кремнисто-гематитового цемента в целом довольно велик во всех участках рудных слоев и в поперечном разрезе возрастает от 25% в основании до 60% (объема) в кровле. Все типы сульфидных обособлений, как и обломки кварца и пород, изолированы друг от друга цементом.

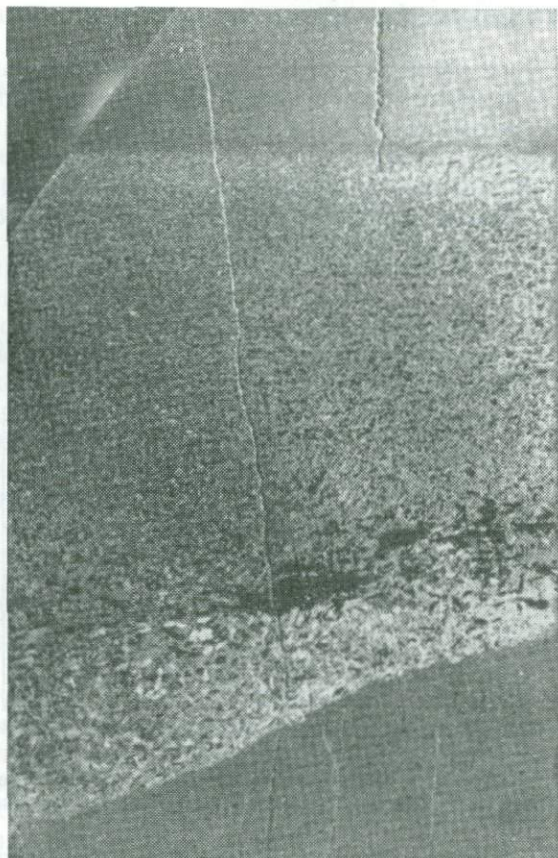


Рис. 19. Поперечный разрез асимметричного слоя медноколчеданной руды (зернистое поле в центре) в кремнисто-гематитовом туффите (серые плотные поля). Черные выделения — обломки пород. Полированный образец, увел. 2. Комсомольское месторождение

Количество литокластического материала в слое, как и в яшмовидном туффите, образующем почву и кровлю, невелико (до 3%). Однако отчетливо выражено изменение размеров обломков от 1—0,5 до 0,01 мм в направлении от почвы к кровле рудного слоя (см. рис. 20). Одновременно в самой верхней части слоев количество

обломков несколько убывает. Все это указывает на то, что накопление сульфидов происходило параллельно с грубообломочной, скорее всего пирокластической седиментацией, интенсивность которой убывала в заключительный период отложения каждого рудного слоя.

Обособления сульфидов представлены несколькими структурно-минеральными типами (в порядке распространенности): 1) непра-

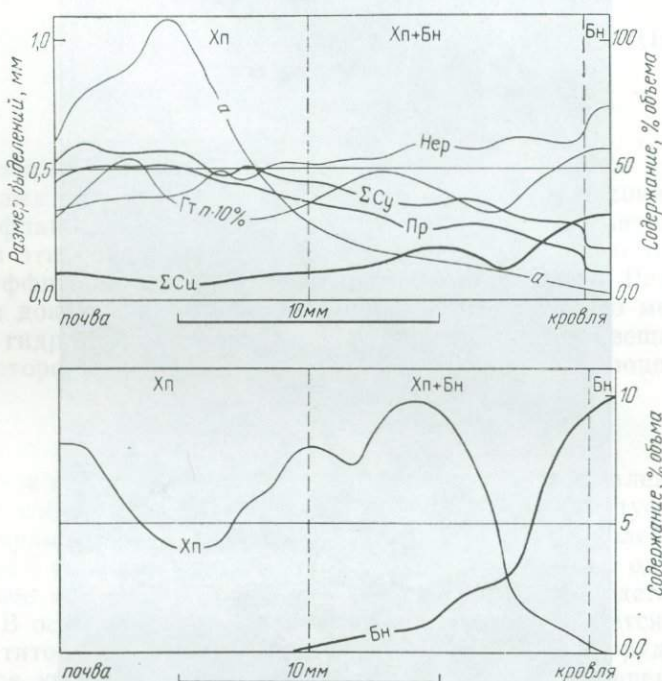


Рис. 20. Графики изменения минерального состава и зернистости в поперечном разрезе слоя медноколчеданной руды

Хп — халькопирит, Пр — пирит, Бн — борнит, Гт — гематит, Су — сульфиды, Нер — нерудные, а — график изменения диаметра сульфидных выделений. Вертикальные пунктирные линии — границы халькопиритовой (Хп), халькопирит-борнитовой (Хп—Бн) и борнитовой (Бн) зон. ΣСи — сумма меди. Комсомольское месторождение

вильными крупными зернами и агрегатами крупных зерен пирита, так называемыми блочными кристаллами, 2) идиоморфными крупными кубическими и реже пентагон-додэкаэдрическими кристаллами пирита, 3) изометричными мелкозернистыми агрегатными пирит-халькопиритовыми сегрегациями, 4) неправильными выделениями халькопирита и борнита с примесью идиокристаллов гематита, 5) неправильными обособлениями микроглобулярного земли-

стого дисульфида, б) очень редкими выделениями дисульфида типа «оруденелых бактерий». Кроме того, в рудном слое широко развиты образования компактного гематита, представляющие собой полные или частичные псевдоморфозы преимущественно по выделениям крупнозернистого пирита.

2. СТРУКТУРА СУЛЬФИДНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ

Отдельные правильные кристаллы, блочные агрегаты кристаллов и неправильные зерна пирита обломочного вида, будучи изолированными выделениями в кремнисто-гематитовом цементе, имеют четкие резкие границы с этим цементом. В этих выделениях обычно совершенно отсутствует примесь халькопирита, хотя рядом расположенные сферондальные выделения третьего типа представляют собой тесную смесь халькопирита и пирита. Структурное травление простых и блочных кристаллов пирита смесью HNO_3 и CaF_2 выявило, что все правильные зерна представляют собой монокристаллы, с отчетливыми зонами роста. Внутри них не обнаруживаются включения мелкозернистого или землистого дисульфида, хотя в то же самое время в слое руды отмечаются самостоятельные скопления мелко- и скрытокристаллических землистых выделений дисульфида. В центре крупных идиоморфных кристаллов, как правило, наблюдаются зародышные кристаллики размером 5—10 микрон, имеющие октаэдрическую форму. Зародыши отделены очень четкими зонами роста от остального поля кристаллов. Это, возможно, свидетельствует об образовании зародыша в иных условиях кристаллизации, чем условия, в которых образовалась основная часть объема отдельного кристалла.

К особой группе зерен пирита относятся неправильные корродированные и иногда угловатые выделения, имеющие форму обломков. Структурное травление показывает, что они представляют собой фрагменты монокристаллов, так как зоны роста, параллельные кристаллическим граням, произвольно срезаются внешними ограничениями зерен. Внутри фрагментов также наблюдаются зародышные кристаллы (рис. 21), обычно расположенные эксцентрично относительно центра зерна.

Поскольку правильные кристаллы и угловатые обломочные зерна пирита заключены в одном и том же скрытокристаллическом цементе и обычно находятся рядом, нет никаких оснований предполагать, что угловатая форма зерна обусловлена различными условиями роста тех и других. Эти зерна относятся к седиментационным образованиям. На это указывают: отсутствие какой-либо связи между зернами пирита и нерудными обломками, отсутствие в зернах включений нерудного материала или реликтов землистого дисульфида. Таким образом, нет никаких признаков, что зерна образовались метасоматическим путем. Наличие в центре каждого зерна зародышного кристалла свидетельствует о росте зерен путем последовательной постройки кристаллов от центра к внешним

ограничениям. Фрагментации зерен пирита способствовала их внутренняя неоднородность, обусловленная наличием жидких включений, дефектов кристаллической решетки и т. п. По данным Н. Г. Петрова и др. (1967), внутренняя неоднородность служит причиной самопроизвольного разрушения кристаллов. Таким образом, сосуществование в колчеданных слоях правильных кристаллов пирита и их фрагментов вполне закономерное явление.

Как упоминалось, границы пиритных зерен со скрытокристаллическим цементом резкие. В подошве рудных слоев в цементе и в подстилающем туффите вокруг отдельных угловатых и идио-

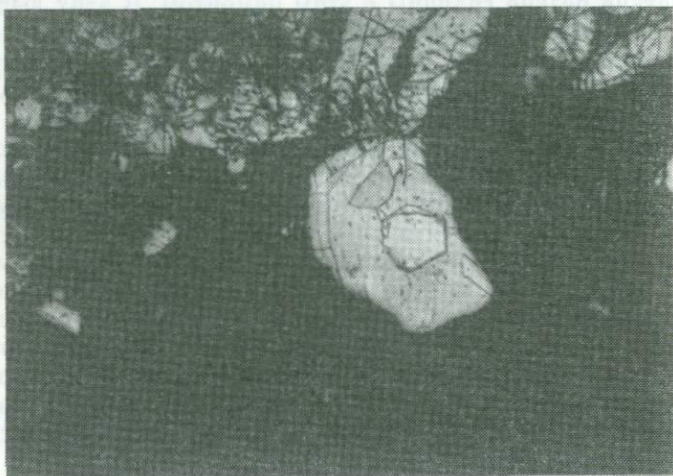


Рис. 21. Фрагмент зерна пирита из основания рудного слоя (рис. 19). В центре — зародышный идиоморфный кристалл пирита. Зоны роста во внешней части зерна срезаются неровными границами последнего. Полированный шлиф, протравлено $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$, увел. 60. Комсомольское месторождение

морфных зерен пирита наблюдаются линейные структуры течения. Линейность развита только около наиболее погруженных в туффит зерен и объясняется некоторым гравитационным погружением зерен пирита в вязкую нелигифицированную кремнисто-гематитовую массу.

Изометричные выделения пирита и халькопирита распространены в рудных слоях менее, чем крупнозернистые выделения пирита. По внутренней структуре это тесные срастания агрегата халькопирита, играющего роль базиса, и рассеянных зерен пирита (рис. 22). В рудных слоях ясно выражена независимость между пирит-халькопиритовыми обособлениями и крупнозернистыми выделениями пирита. Это подчеркивается тем, что в поле бисульфидных сфероидальных обособлений пирит наблюдается, как правило,

в виде очень мелких изолированных кубических кристаллов ($\sim 0,01$ мм). В то же время соседи этих обособлений весьма крупные размером до 1 мм и более кристаллы пирита. Количественные отношения пирита и халькопирита в обособлениях непостоянны, но в среднем около 1 : 1. Диаметр пирит-халькопиритовых обособлений изменяется в поперечном разрезе слоя примерно в тех же пределах, что и размер крупнозернистых пиритных выделений — от 1 мм в основании до 0,03 мм в кровле.

Землистые и мелкокристаллические выделения дисульфида железа в рассматриваемых рудных слоях мало распространены и не

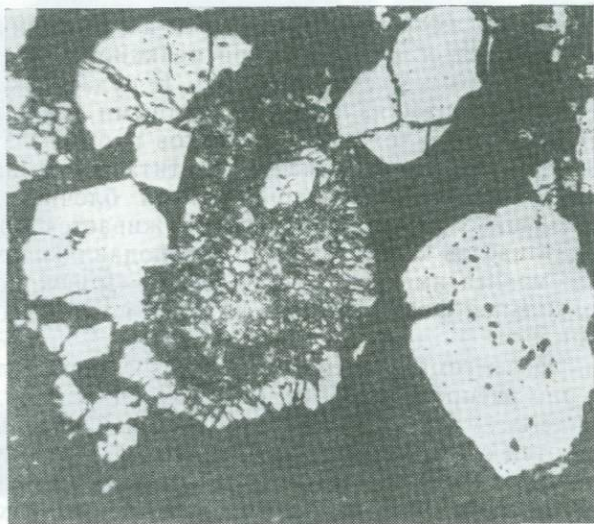


Рис. 22. Сфероидальный оолитовидный пирит-халькопиритовый агрегат (серый в центре), в окружении идиоморфных и неправильных зерен пирита (белое) в слоистой руде. Черное — нерудный цемент. Полированный шлиф, увел. 90. Комсомольское месторождение

обнаруживают строгой связи с крупнозернистым пиритом. Редким типом выделений пирита являются также «оруденелые бактерии» (см. раздел «Биогенные выделения пирита в колчеданных рудах»).

Значительное количество сульфидов меди (халькопирита, развитого в основании рудного слоя, и борнита в верхней половине) представлено мелкими обособлениями, в которых обычно отсутствуют включения дисульфида железа.

Базальный цемент рудных слоев представляет собой скрытокристаллический кремнисто-гематитовый агрегат. Часть гематита раскристаллизована и наблюдается в виде тесного сплетения игольчато-таблитчатых микрокристаллов размером 1—5 микрон, равномерно распределенных в скрытокристаллическом базисе.

Кровля рудных слоев представлена обычно мелкокристаллической яшмовидной кремнисто-гематитовой породой с примесью борнита. Границы рудных слоев в кровле очень отчетливые. Здесь происходит резкое снижение количества отдельных относительно крупных рассеянных зерен пирита, но в то же время не изменяется заметным образом базис рудных слоев. Слой перекрывающего туффита наследует как состав, так и структуру базиса рудных слоев.

3. РАННЕДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ОКИСЛЕНИЕ СУЛЬФИДОВ

В описанных рудах часть зерен пирита и изометричных пирит-халькопиритовых сегрегаций окружена реакционными оторочками компактного агрегата гематита (рис. 23). В рудах также имеются крупные зерна гематита, являющиеся полными псевдоморфозами по пириту. Структурное травление реликтов пирита в этих псевдоморфозах и зерен пирита с каймами гематита показывает, что гематитизация наложена на монокристаллы и блочные кристаллы пирита. У различных зерен пирита обнаруживается большая или меньшая податливость к гематитизации. В подавляющем большинстве каймы гематита имеются вокруг зерен — монокристаллов пирита с неправильной формой. Очень редко окислены идиоморфные кристаллы пирита.

Псевдоморфозы гематита (см. рис. 20) в общем более или менее равномерно распределены в поперечном разрезе рудного слоя. Но вместе с тем гематитизация развивается избирательно. Полностью замещаются одни и остаются совершенно не тронутыми другие зерна пирита (см. рис. 23). Неизмененные зерна пирита являются близкими соседями замещенного зерна. Вокруг них не наблюдаются даже тончайшие пленки гематита, хотя по размерам и форме они идентичны замещенному. Количество псевдоморфоз гематита с реликтами пирита значительно больше в нижней грубозернистой части рудных слоев и меньше в верхней мелкозернистой, где замещение шло более интенсивно и почти всегда до конца. Из приведенной характеристики следует, что гематитизация носит не всеобщий характер, а локализовалась в виде отдельных равномерно распределенных центров.

Выясняя общую причину гематитизации, как процесса окисления руды, необходимо учесть, что окисление имеется лишь в тех рудных слоях, в которых сульфидные выделения сцементированы кремнисто-гематитовым агрегатом, и никогда не наблюдается в тех слоистых рудах, где базальный хомогенно-осадочный цемент представлен углисто-битуминозным, кремнисто-хлоритовым и кремнистым материалом. Такие разновидности слоистых руд отмечаются в породах кровли Комсомольского месторождения.

Каждое частично или полностью гематитизированное зерно пирита или пирит-халькопиритовое обособление можно рассмотреть

росистему, рядом с которой находятся неокисленные зерна. ные зерна не связаны друг с другом какими-либо пирит- или гематитовыми проводниками, которые выделяли бы их ей массы зерен. Все это указывает, что выборочное окисле- ние пирита представляет собой аутометасоматический про- протекавший внутри осадка без каких-либо воздействий на извне. Причиной, вызвавшей окисление, явился, скорее кислород, сорбированный мелкодисперсным кремнисто-гема- м осадком при генерации последнего в кислородной зоне

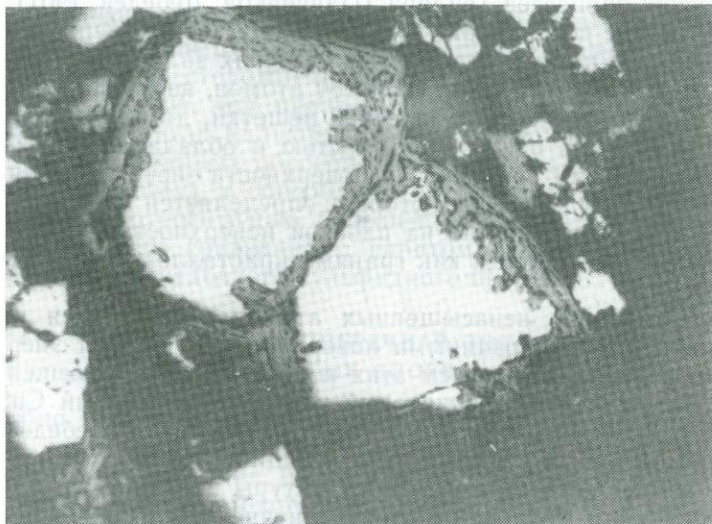


рис. 23. Реакционные каймы гематита (серое) вокруг зерен пи- рита (белое), сцементированных кремнисто-гематитовым агрега- том (черное). Полированный шлиф, увел. 90. Комсомольское ме- сторождение

на. Окисление прекратилось на определенном этапе диаге- рудного слоя, когда весь или почти весь кислород был де- зован. Время окисления приходится на раннюю стадию диа- осадка.

смотрим окисление пирита с учетом кинетических особен- акции окисления. В рудных слоях каждое сульфидное обо- те, будь это зерно или агрегат зерен, изолировано от окру- х зерен скрытокристаллическим цементом. В связи с этим а окисления, начавшаяся в соседнем обособлении, как пра- е может обусловить окисление в другом обособлении. Не- на то, что процесс окисления пирита протекает вообще тением большого количества энергии, для его возбужде- бходима некоторая начальная энергия, затрачиваемая на

образование так называемого активированного комплекса (Панченков, Лебедев, 1961). Исходя из этого, логично считать, что в слое руды, состоящей из большого числа изолированных зерен пирита, одно и то же количество кислорода энергетически выгоднее использовать для полного замещения ряда зерен, чем для частичного всех. В последнем случае необходимо затратить весьма большое количество энергии активации, пропорциональное количеству изолированных очагов окисления.

Для объяснения причин избирательного окисления отдельных зерен пирита может быть использована теория активных центров химических процессов Тейлора (Панченков, Лебедев, 1961): атомы, составляющие поверхность кристалла или зерна, энергетически неравноценны и находятся в разных степенях валентного насыщения. Среди них имеется полная серия от атомов, являющихся нормальными элементами кристаллической решетки, до атомов, связанных с решеткой лишь одной валентностью и обладающих ненасыщенными валентными связями. На поверхности зерен имеются атомы, валентная насыщенность которых определяется положением, занимаемым ими в решетке на плоской поверхности, на ребрах или выступах, образованных как гранями кристаллов, так и дефектами поверхности.

Существование ненасыщенных атомов, являющихся по существу ионами, сорбированными поверхностью, снижает энергию активации реакции с участием этих ионов. Так, при помещении кристалла $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ в спиртовой раствор H_2S черный CuS образуется сначала на ребрах кристалла (Панченков, Лебедев, 1961). Экспериментально показано, что реакционная способность одного и того же вещества зависит от структуры поверхности. Так, медь, приготовленная медленным электролитическим осаждением, имеет правильную решетку и каталитически неактивна даже при 370°C , медь, полученная быстрым осаждением, имеет на поверхности большое количество атомов, не вошедших в решетку, и каталитически активна (Панченков, Лебедев, 1961).

В описанных рудах окислению подвергаются, как правило, неправильные зерна, представляющие собой фрагменты кристаллов пирита. Замещение гематитом идиоморфных кристаллов встречается значительно реже. Эти особенности, как и очаговый характер окисления, хорошо объясняются с точки зрения теории активных центров. Неправильные зерна имеют наиболее неровную поверхность, обогащенную ненасыщенными ионами железа и серы. Эти зерна при соответствующем притоке к ним кислорода в первую очередь подвергнутся окислению. Естественно, и среди этих зерен степень «разрыхленности» поверхностных слоев атомов, а следовательно, и степень активации различны, что в конце концов, при ограниченном количестве в цементирующем осадке кислорода, обуславливает рассеянный очаговый характер окисления зерен пирита.

Еще одним признаком диагенетических окислительных измене-

ний зерен пирита являются коррозионные ограничения простых и блочных кристаллов пирита. В отдельных случаях вследствие коррозии возникают скелетные зерна. Каверны внутри этих зерен выполнены цементирующим мелкодисперсным кремнисто-гематитовым агрегатом. Частичная коррозия и выщелачивание были вызваны, скорее всего, окислением пирита до растворимого железного купороса, который мигрировал в перекрывающую водную толщу. Условия диагенетического окисления в описываемых рудах в одних случаях обеспечивали образование каемок гематита, а в других ступенчатая реакция окисления пирита прерывалась в стадии образования сульфатов железа.

В заключение отметим, что сульфиды меди — халькопирит и борнит — в описанной руде, как и в слоистых сульфидно-гематитовых рудах других месторождений, проявляют явно большую устойчивость к окислению, чем пирит. Редко наблюдающиеся каемки гематита вокруг гнезд халькопирита, как и вокруг пирит-халькопиритовых изометричных обособлений, свидетельствуют о том, что выделение этих гнезд и обособлений предшествовало окислению руды. Причина относительно большей устойчивости к окислению сульфидов меди по сравнению с пиритом рассмотрена в разделе «Вопросы теории осадочного сульфидного процесса...».

4. ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ СЛОЕВ

Подобно слоистым рудам других колчеданных месторождений слоистые руды Комсомольского месторождения имеют асимметричное зональное строение. В почве слои резко ограничены, причем в подстилающем кремнисто-гематитовом туффите отсутствует ореол рассеянного пирита, хотя в почве слоев количество сульфидов достигает 50% объема (см. рис. 20). Верхняя граница слоев благодаря дифференцированному распределению сульфидов носит иной характер. От почвы к кровле некоторых слоев содержание халькопирита и борнита изменяется постепенно, и по изменению количества этих минералов верхняя граница слоев представляется нерезкой. В то же время верхняя граница распространения пирита всегда резкая.

На графике (см. рис. 20) дана количественная характеристика поведения минеральных компонентов одного из рудных слоев. Между кривыми диаграммы устанавливается ряд зависимостей. Кривая изменения размера зерен пирита пропорциональна кривой содержания этого минерала. Обе кривые в основании слоя на коротком интервале поднимаются до максимальных значений и затем постепенно приближаются к оси абсцисс в кровле слоя. Так как пирит играет главную роль среди сульфидов, то, несмотря на иные тенденции в поведении сульфидов меди, можно говорить о прямой зависимости между суммарным количеством сульфидов и размерностью их выделений.

Изменение размерности зерен пирита пропорционально также изменению размеров обломочного материала в рудном слое. Однако размеры обломков, видимо, пирокластического происхождения, в нижней части слоя в 2—3 раза крупнее, чем размеры зерен пирита. Размер изометричных выделений пирит-халькопиритового состава изменяется в поперечном разрезе слоя в близком подобии с изменением размеров зерен пирита, хотя размеры этих выделений в среднем меньше, чем размеры зерен пирита. В слое отчетливо выражено зональное распределение халькопирита и борнита. В нижней высокосульфидной части распространен исключительно халькопирит, в средней и верхней — халькопирит и борнит, и в самой верхней — только борнит. Граница халькопиритовой и халькопирит-борнитовой зон (см. рис. 20) проходит в области значительного снижения содержания пирита, а граница борнит-халькопиритовой и борнитовой зон точно совпадает с резким спадом кривой содержания пирита. Так как одновременно со снижением общего количества сульфидов постепенно возрастает роль окислов железа, расположение выделенных зон от халькопиритовой к борнитовой соответствует общеизвестной зональности в распределении сульфидов меди в колчеданных месторождениях. Эта зональность объясняется изменением окислительно-восстановительных свойств среды в период накопления руд (Скрипченко, 1963_{1,2}).

В нижней части рис. 20 построена кривая относительного содержания меди, вычисленного из количеств халькопирита и борнита в процентах объема по формуле

$$\Sigma \text{Cu} = \frac{[\text{Cu}_5\text{FeS}_4] \cdot 5 \cdot 63,3 + [\text{CuFeS}_2] \cdot 4,1 \cdot 37,57}{100},$$

где в квадратных скобках — содержание сульфида в процентах объема; 5 и 4,1 — удельные веса; 63,3 и 37,57 — теоретические содержания меди в процентах в борните и халькопирите соответственно. Сравнение этой кривой с кривой содержания пирита показывает, что количества меди и пирита изменяются в разрезе слоя в обратной зависимости. Количество меди от минимума в самой сульфидной нижней половине слоя последовательно возрастает к верхней более окисно-железистой части. В кровле кривые меди и борнита не образуют резкого изгиба, подобного изгибу в содержании пирита. Это свидетельствует об отсутствии строгой взаимосвязи процессов отложения главной массы пирита и сульфидов меди.

Как будет показано позже, рассматриваемый рудный слой имеет в целом хемогенно-осадочное происхождение. Отмеченные закономерности изменения содержания пирита и сульфидов меди указывают, что образование пирита и сульфидов меди происходило в различных зонах водного бассейна. Максимум концентрации сульфидов меди смещен в верхнюю более низкосульфидную, но более окисно-железистую часть слоя. Вероятно, зона образования

сульфидов меди отличалась более высокими окислительными свойствами и дефицитом сульфидной серы по сравнению с зоной преимущественного образования дисульфида железа. При снижении или резком прекращении привноса сульфидных восстановленных растворов из питающего бассейн седиментации источника зона образования дисульфида железа должна была исчезать раньше всех других.

5. СЛОИСТЫЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ В ДИАБАЗАХ КРОВЛИ ОСНОВНОГО РУДНОГО ТЕЛА

Слоистые медноколчеданные руды расположены изолированно в горизонте туфсв, залегающем в не измененных гидротермальными процессами базальтовых порфиритах кровли залежей сплошных руд Комсомольского месторождения. Руды представляют собой тонкое ритмичное переслаивание медноколчеданной руды с зеленовато-бордовыми кремнистыми туффитами. Мощность слоев колеблется от 0,2 до 3 см. Туффиты в этом переслое отличаются низким (3—5%) содержанием тонкодисперсной красной окиси железа. Зеленватый оттенок некоторых слоев туффита указывает, что отложение туффитов, как и рудных слоев, происходило в более восстановительной обстановке по сравнению с обстановкой отложения описанных выше слоистых руд из кровли основной залежи.

Рассматриваемые рудные слои отличаются весьма высокой сульфидностью (количество дисульфида железа и халькопирита в сумме 80—70%) и представляют собой сплошные медноколчеданные в общем пирит-халькопиритовые руды. Борнит отсутствует совершенно. Типы выделений сульфидов в слоях частью вполне аналогичны выделениям в ранее описанных слоистых рудах, частью представлены иными типами сростаний. К первой группе относятся крупные кристаллы и изометричные агрегаты однородного пирита, изометричные зональные пирит-халькопиритовые сегрегации, а также мелкие глобулярные выделения дисульфида железа. Значительная часть сульфидов (около 30%) находится в тесной смеси с кремнеземом, который играет роль базисного цемента руд. Обычно кварц, халькопирит и дисульфид агрегируются в цементе в виде сфероидальных радиально-концентрических агрегатов и в виде тонкодисперсной гелевидной ткани.

В этом структурно сложном агрегате мелкозернистый кварц обособлен от сульфидов в виде однородных межсфероидальных полей и концентрических полосок. В радиально-концентрических и неправильных колломорфных выделениях сульфидов широко распространен халькопирит. Для структурно-морфологических соотношений колломорфной кремнисто-сульфидной базисной ткани с крупными кристаллами пирита и сегрегациями пирит-халькопиритового состава характерна приспособляемость колломорфных сростаний к форме и границам зерен и сегрегаций.

Рудные слои имеют отчетливое асимметричное строение, что выражается в первую очередь в закономерном возрастании размера зерен пирита и изометричных пирит-халькопиритовых обособлений от почвы к кровле в среднем от 1—1,5 до 0,05 мм. Соседние слои отделены друг от друга слойками красного туффита мощностью до 0,2—0,3 мм (рис. 24). Слойки туффита не замещены сульфидами, но местами пластически пережаты. На границе с вышележащим рудным слоем ясно выражено частичное погружение в туффит крупных зерен пирита. Это указывает, что образование последних закончилось еще до литификации слойков

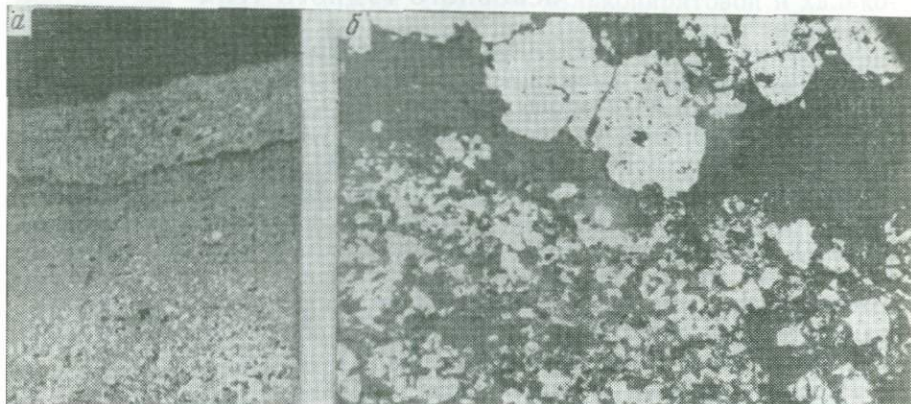


Рис. 24. Контакт двух слоев медноколчеданной руды. Слои отделены друг от друга пропластками кремнистого сланца, в который местами глубоко погружены крупные зерна пирита верхнего слоя (б). Полированный шлиф, а — увел. 15, б — увел. 70. Комсомольское месторождение

туффитов. Накопление каждого верхнего рудного слоя не было отделено большим промежутком времени от накопления нижнего слоя, хотя границы рудных слоев резкие.

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РУД

Тесная ассоциированность слоистых руд и туффитов, образующих в совокупности пластовые тела в кровле и на флангах залежей сплошных колчеданных руд, а также изолированные тела в надрудных диабазах, является характерным признаком руд осадочного типа. В этих рудах и сопутствующих им туффитах отсутствуют сульфидная жильная гипогенная минерализация или гидротермальные метасоматические изменения.

Хемогенно-осадочный процесс как способ накопления главной массы сульфидов в слоистых рудах подтверждается и результатами изучения внутреннего строения рудных слоев. Изолированные

зерна пирита угловатой и правильной формы сцементированы кремнисто-гематитовым хемогенно-осадочным агрегатом. Ассоциация пирита и гематита в общем геохимически антагонистична. Пирит в большом количестве не мог бы возникнуть ни в стадию диагенетической переработки осадка, ни в процессе наложенного метасоматоза без того, чтобы гематитовый агрегат не подвергся переработке в восстановительных условиях. Вокруг крупных кристаллов пирита отмечаются следы гравитационного погружения их в кремнисто-гематитовый агрегат, что указывает на выделение кристаллов в период до литификации осадка. Зерна пирита подверглись в этом осадке частичному окислению, вызванному десорбцией кислорода из гелевидного хемогенно-осадочного цемента. Окисление совершенно не свойственно слоистым рудам с кремнисто-хлоритовым и кремнистым с низким содержанием гематита цементом.

Красные туффиты в почве и кровле многих рудных слоев по составу и структуре являются аналогами базального цемента сульфидных обособлений в рудах. Контрастный характер контакта в почве исключает предположение об эпигенетическом наложенном происхождении сульфидов. Основания этого вывода следующие. При отсутствии в рудных слоях сульфидов граница их и туффитов выделялась бы лишь по наличию более крупных рассеянных пирокластических обломков. Другой разницы между цементом рудных слоев и породами в почве и кровле нет. Как было показано, пирокластические обломочки никакого влияния на образование сульфидов не оказывали и хорошо сохранились в рудных слоях. Отсюда ясно, что между туффитами и рудными слоями не существовало каких-либо специфических экранов, которые бы совершенно ограничили распространение эпигенетической, например, гидротермально-метасоматической минерализации, если бы последняя была причиной образования рудных слоев. Возможность осадочного происхождения сульфидов в рудном слое обобщает ряд частных способов отложения. Высокая контрастность контакта в почве позволяет утверждать, что накопление сульфидов происходило строго синхронно с отложением кремнисто-гематитового гелевидного осадка. Причем рост зерен пирита происходил в существенно водном пространстве на границе вода—осадок, а не путем метасоматической переработки слабо литифицированного осадка. Этот вывод, подтверждающийся, в частности, высокой чистотой зерен пирита, очевиден еще и по следующей причине. Многие из крупных зерен пирита в основании рудных слоев частично погружены в подстилающий осадок.

Таким образом, в момент образования самой нижней части данного рудного слоя подстилающий нерудный слой имел еще иловое состояние. Несмотря на это в нерудном слое пирит не выделился. Гипотезу выделения пирита метасоматическим путем в процессе диагенеза в накапливающемся слое трудно принять и по другой причине. Окислы железа кремнисто-гематитовой гелевидной

массы, цементирующей зерна сульфидов, не подверглись переработке в восстановительных условиях. Наоборот, в стадию раннего диагенеза осадка кремнисто-гематитовая масса сама действовала окисляюще на зерна пирита.

Один из характерных признаков руд осадочного происхождения — асимметричное строение рудных слоев. Здесь и ранее автором (Скрипченко, 1966₁, 1968₁) отмечалось, что асимметрия причинно связана с пульсирующей динамикой выноса газо-гидротермальных растворов в зону морской седиментации. При изучении биохимически-осадочных руд Блявинского и Комсомольского месторождений установлено, что пиритным слоям биохимически-осадочного происхождения асимметрия не свойственна. В слоистых рудах Комсомольского месторождения асимметричные слои часто переслаиваются друг с другом, при этом верхняя мелкозернистая часть более древнего слоя перекрывается грубозернистым основанием более молодого слоя. Эти соотношения подтверждают идею о регулировании размера зерен в процессе осаждения, а не в процессе диагенеза.

Одна из особенностей хемогенно-осадочных слоистых колчеданных руд Комсомольского и других месторождений (в частности Урупского) состоит в том, что максимальные размеры зерен пирита и агрегатных сульфидных сегрегаций не превышают определенного предела — примерно 1—2 мм. Этот факт позволяет заключить, что слои этих руд не были продуктами переотложения в процессе размыва более древних колчеданных залежей.

В осадочно-кластических образованиях размер обломочков не подчиняется столь строгому ограничению. Наряду с зернами пирита в осадочно-кластических рудах были бы обломки колчеданной руды выдающихся размеров, что наблюдается в базальных брекчиях кровли Худесского, Сибайского, а также в слоях брекчиевидных руд Блявинского и других колчеданных месторождений.

Рассматриваемая особенность хорошо подтверждается существованием рудных слоев, в которых обломочки пород имеют размеры, во много раз превышающие размеры зерен и агрегатных обособлений пирита. К тому же эти обломки плохо сортированы. Необходимо отметить, что во многих случаях в рудных слоях имеются угловатые фрагменты кристаллов и сферональных выделений сульфидов. Их образование обусловлено отчасти самопроизвольным распадом зерен, имевших дефекты решетки и газово-жидкие включения, отчасти диагенетическим перемещением материала слоев.

Изменение размера выделений пирита строго пропорциональное с изменением количества этого минерала в разрезе слоев (см. рис. 20) позволяет связывать изменение размерности выделений сульфидов с изменением интенсивности накопления сульфидов и в конечном итоге с интенсивностью выноса необходимых компонентов из источника, питающего область седиментации.

Процесс накопления рудных слоев носил гетерогенный характер, так как одни и те же слои выполнены различными по составу, форме и условиям отложения минеральными парагенезисами. Образование крупных кристаллов пирита происходило путем роста их в среде, содержащей двухвалентное железо и сульфидную серу. Нет достаточных признаков для того, чтобы считать зерна пирита продуктом перекристаллизации мелкозернистого сульфидного осадка или продуктом метасоматического замещения кремнистогематитового цемента. Если не зарождение, то во всяком случае рост кристаллов происходил на дне бассейна седиментации. Оптимальный режим роста кристаллов определялся концентрацией ионов железа и серы и скоростью отложения других составных частей слоя. К последним относится прежде всего кремнистогематитовый агрегат. Содержжание гематита в нем достигает 30%. Естественно, образование такого осадка происходило в кислородной зоне бассейна. Кремнистогематитовый материал, осаждающийся первично, возможно, в виде геля, не претерпел воздействия восстановительной среды ни при прохождении его через глубинные восстановительные зоны, ни при диагенезе руд.

Характерную группу минералов слонстых руд составляют сульфиды меди — борнит и халькопирит. Они распределены зонально и обнаруживают родство как с высокопиритной нижней частью, так и высокогематитовой верхней частью слоев. Их образование как минералов, представляющих собой комплексные сульфосоли меди и железа, происходило в основном в промежуточной зоне моря, разделявшей зону образования пирита и кислородную зону образования окиси железа.

Таким образом, в разрезе бассейна седиментации слонстых колчеданных руд выделяется три зоны: окисного, медисто-сульфидного и пиритного минералообразования. От первой к третьей зоне возрастает насыщенность продуктов седиментации сульфидной серой. Такая зональность и вызванная этим дифференциация рудного осадка регулировались, скорее всего, окислительным воздействием морской среды на ювенильные растворы. Эффективность такого регулятора зависела от глубины бассейна и динамики его течений. По мере снижения мощности потока восходящих ювенильных растворов происходило уменьшение зоны образования пирита, вплоть до полного ее исчезновения. Преобладающим типом осадка в этом случае были окись железа, кремнезем и малосернистый сульфид меди — борнит.

Отложение дисульфида железа в самой нижней зоне не ограничивалось образованием только монокристаллов и блочных кристаллов пирита. Некоторая часть дисульфида отлагалась также в виде гелевидных неправильных стяжений и глобулей, возможно, при участии органических соединений. Эти виды дисульфида играют подчиненную роль в изученных слонстых рудах.

V. ОСАДОЧНЫЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ БЛЯВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Блявинском месторождении к осадочному типу руд относятся слоистые колчеданные руды, широко распространенные на южном фланге. Этими рудами сложена почти половина Южной линзы и южное выклинивание Северной (см. рис. 2). В обеих линзах слоистые руды сменяют по простиранию нормальные сплошные колчеданные руды. Слоистые руды (как и сплошные) подверглись гипергенным изменениям, что в известной мере затрудняет их изучение и выявление первичных структурно-минералогических особенностей.

Между слоистыми рудами Северной и Южной линз имеется отчетливое различие: первые представляют собой тонкое переслаивание зелено-серых туффитов и колчеданной руды, вторые — красных гематитовых туффитов и колчеданной руды.

1. СЛОИСТЫЕ РУДЫ СЕВЕРНОЙ ЛИНЗЫ

Слоистые руды Северной линзы (см. рис. 2) представляют собой ритмичное переслаивание, с одной стороны, кремнистой плотной породы и кремнистого туфоалевролита и, с другой — сплошной медноколчеданной и кремнистой серноколчеданной руды с алевролитовой и массивной макроструктурой.

Кремнистые серноколчеданные рудные слои наблюдаются в тонком чередовании с кремнистыми туфоалевролитами. Рудные слои мощностью обычно 2—5 мм имеют облик либо песчанистой, либо компактной сплошной колчеданной руды (см. рис. 30). Рассмотрим особенности строения одного из слоев песчанистой руды.

Почвой слоя (рис. 25) служит скрытокристаллический агрегат кремнезема с примесью обломочного материала (5%). Обломки представлены красной скрытокристаллической яшмовидной породой, угловатыми зернами кварца и агрегатами халцедона. По резкой границе на этот туффит налегает асимметричный рудный слой мощностью около 5 мм. В основании слой состоит из обломков размером в среднем 0,1—0,15 мм красного гематитового скрытокристаллического кварцита, зерен кварца. Но большинство других обломков метасоматически замещено однородным агрегатом халцедона. Количество обломков составляет около 40—50% объема. Выделения дисульфида железа здесь отмечаются в виде цемента нерудных обломков, а также в виде сфероидальных выделений и неправильных сегрегаций диаметром до 0,3 мм. В целом сульфиды в основании слоя образуют узловато-сетчатую ткань. Их общее количество колеблется в пределах 30—40% объема слоя.

В верхней части слоя количество дисульфида последовательно снижается до 5% объема, а роль литокластических обломков возрастает до 80%, хотя размеры обломков сохраняются прежними.

Дисульфид концентрируется преимущественно в виде мелких сегрегаций, размер которых обычно меньше, чем размер обломков. В этой части слоя, как и в нижней, отчетливо проявляется цементационный характер выделения дисульфида. Наряду с этим отмечаются редкие правильные кристаллы пирита. В самой верхней части слоя роль обломочного материала снижается постепенно, но в то же время граница распространения сульфидов выделяется как довольно четкая поверхность, несовпадающая с какой-либо поверхностью изменения количества или размерности литокластического материала.

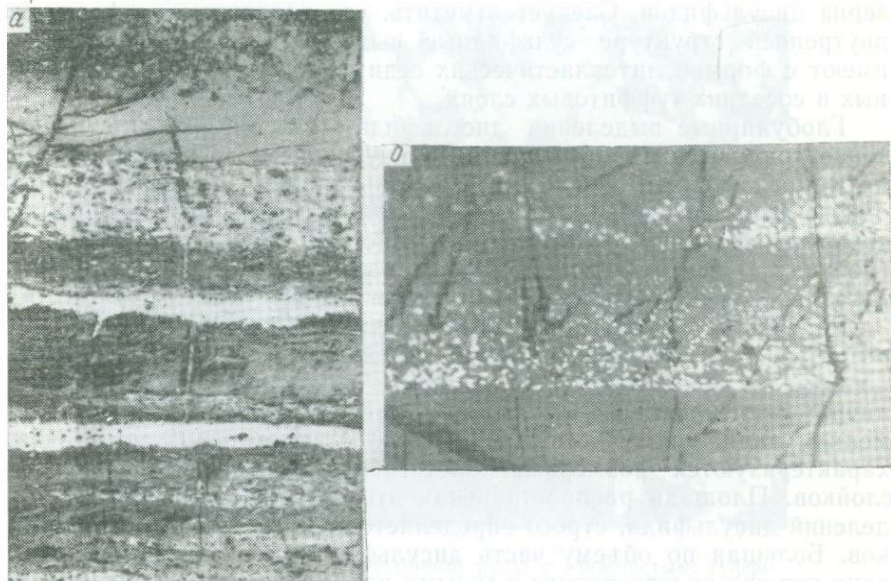


Рис. 25. *а* — чередование тонких слоев компактной и песчанистой (верхний слой) медноколчеданной руды (белое). *б* — асимметричный слой песчанистой колчеданной руды; видны резкая нижняя и нечетная верхняя границы. Полированный штUFF, увел. 1,5. Блявинское месторождение

В разрезе слоя ясно выражено последовательное снижение количества сульфидов от 40% в почве до 5% в кровле. Наряду с такими слоями имеются кремнисто-колчеданные слои с однородным компактным строением. Они отличаются от колчеданных слоев с песчанистой структурой следующими признаками: а) совершенно резкой верхней и нижней границей, б) кровлей, а часто (но не всегда) и почвой служат слои плотных кремнистых пород.

Верхняя граница компактных рудных слоев представляется довольно ровной плоской поверхностью, нижняя, наоборот, отличается большим числом волнообразных вогнутых и выпуклых изгибов (см. рис. 25). Этим изгибам соответствует тонкая полосчатость

в подстилающих кремнистых слоях. Закономерное различие формы контактов рудных слоев в почве и кровле следует рассматривать как результат сингенетичного гравитационного проседания скоплений сульфидов в более мощных участках слоев.

Для минерального состава и песчаных колчеданных слоев характерно преобладающее развитие дисульфидов железа — пирита, марказита и мельниковит-пирита. Халькопирит, борнит, сфалерит, халькозин и ковеллин развиты незначительно; их количество не превышает 1—2% объема отдельного слоя.

Форма выделения дисульфида железа разнообразна: преимущественно глобулярные выделения, кубические и призматические зерна дисульфидов. Следует отметить, что различные по форме и внутренней структуре сульфидные выделения ничего общего не имеют с формой литокластических седиментогенных частиц в рудных и соседних туфитовых слоях.

Глобулярные выделения дисульфида (см. рис. 59, а) обычно концентрируются в виде групп. По внутреннему строению глобулиты представляют собой агрегат мельчайших, диаметром около одного микрометра, правильных зерен пирита. Зерна сцементированы скрытокристаллическим черным землистым агрегатом. Этот вид глобулитов относится к так называемым оруденелым бактериям, детально описанным в разделе «Биогенные выделения пирита...».

Распространенный тип выделений дисульфида — широкие таблитчатые идиоморфные кристаллы марказита (рис. 26), размером до 1 мм по удлинению. Таблички обособлены друг от друга и различно ориентированы. Иногда отмечается агрегирование их в виде мелких радиальнолучистых конкреций. Многие зерна марказита характеризуются размерами, достигающими мощности рудных слоев. Площадь распространения этих зерен, как и других выделений дисульфида, строго определяется границами рудных слоев. Большая по объему часть дисульфидов в слоях представлена хорошо раскристаллизованными радиально-концентрическими почковидными выделениями преимущественно пирита, а также отдельными кубическими кристаллами пирита размером 10—15 микрометров и более. Кубические кристаллы отличаются не только совершенной формой, но и высокой внутренней однородностью, выявляемой структурным травлением. В то же время многие почковидные агрегаты представляют собой морфологически сложные тонкие зональные взаимные прорастания дисульфида и кремнезема.

В распределении различных типов выделений дисульфидов в рудных слоях имеется следующая закономерность. Широко таблитчатый марказит развит в компактных слоях с высоким содержанием дисульфида (до 30—50% объема). В этих слоях одновременно довольно широко развиты глобулиты пирита типа «оруденелых бактерий». Но в то же время и идиоморфные кристаллы пирита и зональные почковидные выделения дисульфида имеют здесь подчиненное распространение. В менее сульфидных

истых слоях преобладают два последних типа выделений — отдельные правильные кристаллы и колломорфные почвые обособления. Роль марказита здесь подчиненная, а ино-

отсутствует. Идиоморфные кристаллы марказита и пирита, почковидные выделения и «оруденелые бактерии» никогда не образуют тесных срастаний, где бы одна форма метасоматически замещала другую. Даже в мелких участках рудных слоев площадью ее нескольких десятков квадратных микрон часто встречается ассоциация «оруденелых бактерий», колломорфных почек и

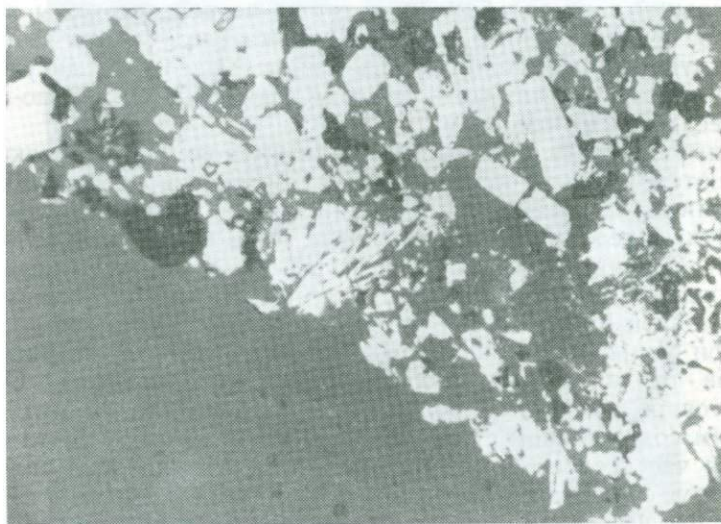


Рис. 26. Контакт слоя колчеданной руды с кремнистым туффитом (серое). Руда состоит из призматических зерен марказита, мельниковит-пирита и изометричных зерен пирита (белое). Полированный шлиф, увел. 60. Блявинское месторождение

ных метакристаллов дисульфидов. Это, возможно, объяснимо одновременным развитием различных форм выделения дисульфидов самостоятельными независимыми путями. Отсутствие признаков частичного или полного замещения тонкозернистых и тонкозернистых выделений дисульфидов крупными идиоморфными кристаллами пирита указывает на независимое развитие этих форм выделений в слоистых рудах. К этому же выводу приводит рассмотрение еще одной особенности слоистых руд.

Рудные и туффитовые слои пересечены поперечными жилками, состоящими из агрегатов халцедона, опала, гипса и барита. В местах пересечения этих жилок с рудными слоями небольшие отрезки жилки выполнены халькопиритом и халькозином. Образование гипса и халькозина происходило в условиях гипергенного

изменения руд. Тесная взаимосвязь всех перечисленных минералов, образующих ассоциацию внутри одних и тех же трещин, указывает на возникновение поперечных жилок в результате гипергенного преобразования слоистых руд. Однотипность жильных выделений в слоистых рудах свидетельствует об отсутствии каких-либо полистадийных дислокационных или гидротермальных изменений руд.

Данные жилки представляют собой единственную наложенную на слоистые руды трещинную минерализацию. Несмотря на наличие в жилках медной сульфидной минерализации, дисульфиды железа не претерпевают существенной избирательной перекристаллизации в их зальбандах, а также не переотложены хотя бы частично в самих жилках. Отсюда также следует, что разнообразие структурно-морфологических типов выделений дисульфидов в слоях трудно связывать со стадийным гидротермально-метасоматическим их отложением.

Сульфиды меди в описанных рудных слоях весьма редки и наблюдаются главным образом в виде коротких поперечных строчек халькопирита и халькозина, ассоциированных с халцедоном и гипсом. Эти выделения возникли скорее всего в результате гипергенного отложения. Наряду с ними встречены очень тесные сростания халькопирита с дисульфидами, не имеющие никакой взаимосвязи с отмеченной прожилковой гипергенной минерализацией.

Слои медноколчеданной руды наблюдаются в виде ритмичных пакетов среди кремнистого алевролитового туффиита. Они отличаются от описанных большей мощностью (до 15 мм), более высоким содержанием сульфидов меди и отчетливой асимметрией: нижняя часть слоев более грубозерниста и выполнена сплошным агрегатом сульфидов, верхняя более плотная, состоит из смеси сульфидов и весьма мелкокристаллического агрегата кремнезема (около 50%).

Руда в основании слоев представлена преимущественно дисульфидами железа (95%) и небольшим количеством халькопирита, халькозина, сфалерита (около 3—5%). Среди дисульфидов главное значение имеют мельниковит-пирит и марказит, развитые в виде таблитчатых зерен размером 0,1—1 мм. Землистый мельниковит и правильные кристаллы и колломорфные выделения пирита имеют каждый в отдельности подчиненное значение по отношению к марказиту, но в сумме составляют около 50% объема. Зерна мельниковит-пирита отличаются избирательно развитой в них трещиноватостью, причем в трещинах в отдельных случаях наблюдаются новообразования пирита либо в виде тонких жилок, либо в виде вкрапленности мелких идиоморфных кристаллов.

Выделения дисульфидов в верхней части слоев представлены различными по форме обособлениями, сцементированными мелкозернистым кремнеземом (рис. 27).

В рудных слоях отмечается многообразие форм выделения сульфидов. Глобулярные выделения (см. рис. 59, а) представлены пра-

вильными сферами размером около 20 микрон в диаметре. Глобули в большинстве случаев не граничат с кристаллически-зернистыми выделениями пирита и сцементированы черным землистым веществом. Каждая глобуля выполнена мельчайшими (около 1 микрона) зернами пирита, характер ограничений которых обычно трудно различим. Но некоторые глобулиты состоят из совершенных по форме кубических кристаллов. По размерам и внутреннему строению данные глобулиты относятся к выделениям типа «оруденелых бактерий».

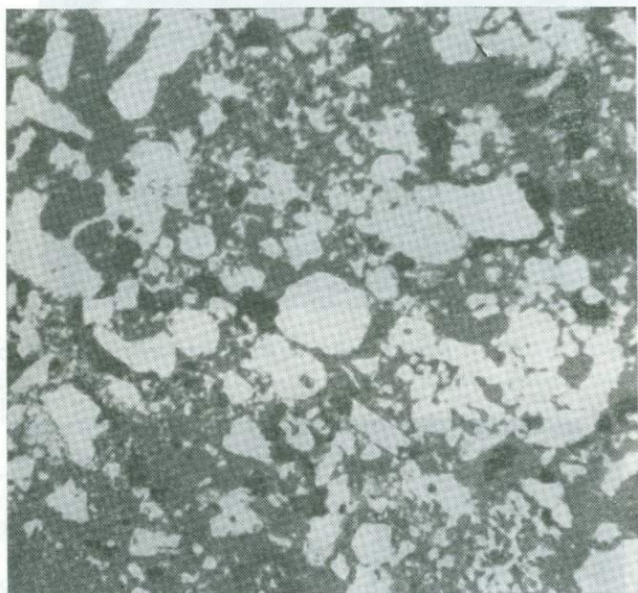
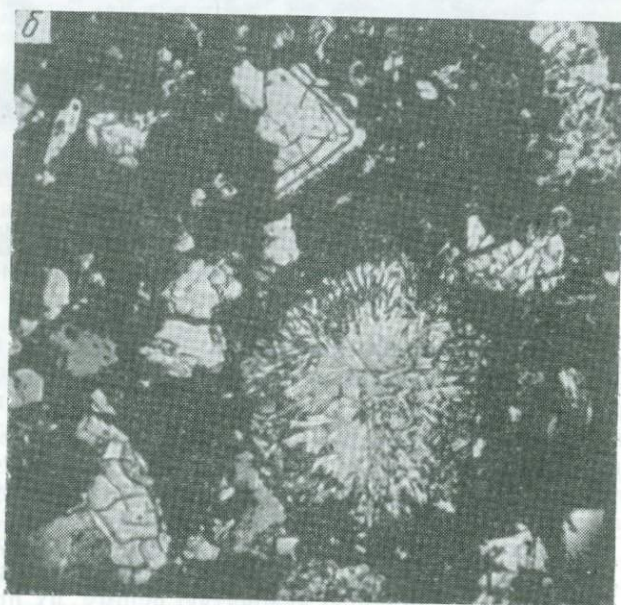
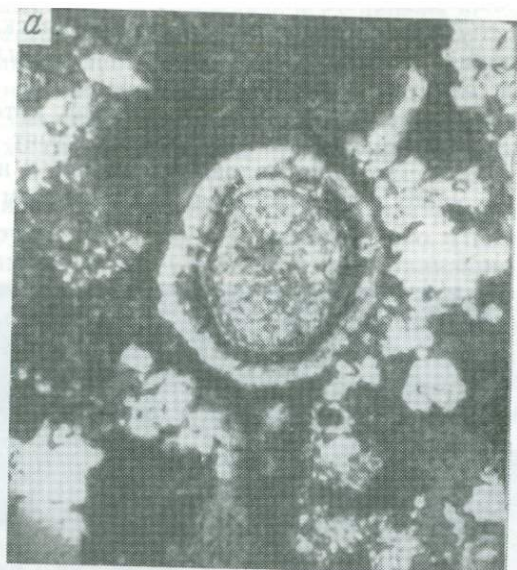


Рис. 27. Общий характер структуры рудного слоя. Различные по форме обособления дисульфида (белое) заключены в кремнистом цементе (серое). Полированный шлиф, увел. 60. Блявинское месторождение

Наряду с такими фрамбоидальными выделениями встречены сферонды скрытокристаллического дисульфида коричневого и черного оттенков. Внутренняя структура этих сферондов обычно концентрически-зональная (рис. 28), напоминает структуру оолитов. Имеются также сфероидальные выделения марказита с радиально-лучистой концентрически-зональной внутренней структурой.

В колчеданных слоях наблюдается большое количество фрагментированных полосчатых и концентрически-зональных колломорфных выделений дисульфида (см. рис. 28). Несмотря на то, что фрагменты имеют неправильную угловатую форму, их продольные границы обычно совпадают с границами колломорфных зон. Поперечные неровные границы, возможно, первоначально представ-



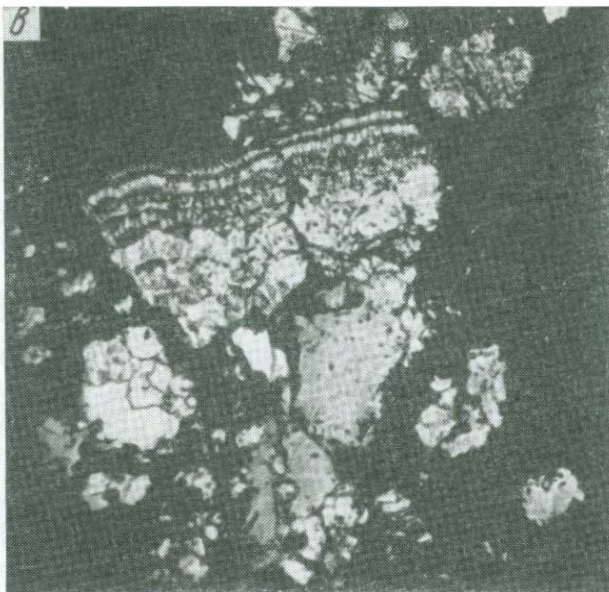


Рис. 28. Типы выделений дисульфида железа (белое) в рудных слоях

а — зональный оолит гелевидного (серое и черное) и кристаллического (белое) дисульфида;
б и *в* — фрагменты зональных колломорфных сростаний дисульфида, кристаллов и агрегатных сегрегаций. Черное — нерудный цемент. Полированные шлифы, увел. 90, протравлено $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$. Блявинское месторождение

ляли собой трещины усыхания. Фрагментация колломорфных сростаний происходила в ходе диагенетического преобразования руд.

Относительно большую роль в составе слоев играет крупнозернистый пирит. Он представлен как обособленными кристаллами, так и зернистыми агрегатами. Обособленные кристаллы в большинстве случаев имеют вид обломков, так как зоны роста, выявляемые травлением, несогласно и резко обрываются у поверхностей разрыва. Такие кристаллы отмечены на рис. 28. Форма и внутреннее строение этих зерен характерны для фрагментов обломочного происхождения. Имеются участки, весьма насыщенные неправильными угловатыми зернами пирита и одновременно фрагментами колломорфного строения. Скорее всего образование тех и других обломков было одновременным.

Взаимоотношения зерен пирита с оолитами землистого дисульфида, а также с глобулитами типа «оруденелых бактерий» характеризуются, как правило, независимым распространением тех и других. Случаи развития идиоморфных кристаллов пирита за счет оолитов и «оруденелых бактерий» не наблюдаются. В то же время нередко отмечаются примеры цементации «оруденелых бактерий» и оолитов дисульфида крупнозернистым агрегатом марказита. При

этом агрегаты марказита наследуют зональность глобулитов, образуя зоны различной зернистости вокруг последних. Глобулиты служили центрами, вокруг которых нарастали концентрические зоны марказита. В данном случае глобулиты представляют собой более ранние выделения дисульфида по отношению к марказиту.

Тесная ассоциированность различных типов дисульфидов в одних и тех же слоях и их, как правило, независимое друг от друга распространение свидетельствуют о близко одновременном образовании. Тесная парагенетическая ассоциация идиоморфных кристаллов пирита и землистых форм дисульфидов указывает, что зернистый пирит не является продуктом перекристаллизации более мелкокристаллических форм дисульфида.

Одной из главных особенностей описанных руд Северной линзы является тесная ассоциированность сульфидных выделений и тонкослоистых туффигов. Строго послойное распределение сульфидов проявляется не зависимо от того имеются литокластические частицы в рудном слое или нет. В соответствии с последним признаком рудные слои разделяются на песчанистые и компактные. В последних нерудный материал представлен гелевидным агрегатом кремнезема.

Выделения дисульфида железа имеют форму сфероидальных зональных обособлений, идиоморфных кристаллов, фрагментированных зерен и др. Ни одну из этих форм нельзя считать псевдоморфозой по обломочным частицам нерудного материала. Парагенезис разнообразных форм выделения и модификаций дисульфида железа — марказита, мельниковит-пирита, пирита — указывает на отсутствие каких-либо интенсивных метаморфических преобразований руд, которые привели бы к их перекристаллизации и замещению нескольких форм какой-либо одной, например, крупнокристаллическими выделениями пирита. Травление кубических кристаллов пирита обнаруживает в них зональность роста, но не выявляет реликтов первичных мелко- или скрытокристаллических образований дисульфидов. Эти реликты могли бы быть, если бы метакристаллы представляли собой результат перекристаллизации ранних менее окристаллизованных модификаций. Справедливость такого решения видна, в частности, из того, что идиоморфные кристаллы пирита нередко находятся на расстоянии 5—10 микрон от выделений скрытокристаллического дисульфида. На таком расстоянии термодинамические условия метаморфического изменения руд вряд ли могли быть резко различны. Различные типы дисульфида в рудных слоях представляют собой скорее всего различные формы первичного отложения этих минералов.

2. СЛОИСТЫЕ СУЛЬФИДНО-ГЕМАТИТОВЫЕ РУДЫ ЮЖНОЙ ЛИНЗЫ

Сульфидно-гематитовые руды Южной линзы (см. рис. 2) представляют собой ритмичное переслаивание слоев мощностью от 1

до 50 мм медноколчеданной руды и красного кремнисто-гематитового плотного туффита и туфопесчаника. Переслой имеет мощность 6,5 м, но в нем насчитывается до 250 отдельных слоев колчеданной руды (рис. 29). В слоистой пачке отсутствуют какие-либо жильные сульфидные выделения, а в туффитах признаки гидротермальных изменений. Вмещающие породы в почве залежи представлены липаритовыми порфиритами и вишнево-красными туффитами непосредственно на контакте с рудой, в кровле — переслаиванием вишнево-красных туфоалевролитов и песчаников, а еще выше диабазами.

Хотя между слоями туффитов и колчеданной руды наблюдаются отчетливые резкие границы, между ними имеется большое сродство. Рудные слои представляют собой тесную смесь зерен и агрегатных выделений пирита и сульфидов меди, сцементированных тем же красным кремнисто-гематитовым осадочным материалом, из которого в основании состоят слои туффитов. Характерным отличием между рудными и туффитовыми слоями является преобладающе псаммито-алевролитовая структура первых и пелитовая и реже бобовая вторых. К числу обычных компонентов рудных слоев относится лито- и кристаллокластический материал, представленный угловатыми зернами кварца и обломками пород, замещенных халцедоном, хлоритом и гидрослюдою. Размер обломков колеблется от 0,01 до 1 мм, но имеются редкие слои весьма грубозернистые (до 2—3 мм).

Макро- и микроскопическое изучение показывает, что в ритмично-слоистой рудной залежи совершенно отсутствуют жильные выделения сульфидов, пересекающие нерудные слои. В то же время довольно широко представлены жильные выделения барита и отчасти гипса, связанные с гипергенным окислением месторождения. Отсутствие жильных сульфидных выделений и полное сходство цементирующего скрытокристаллического кремнисто-гематитового агрегата в рудных и нерудных слоях указывает на сингенетичное в общем осадочное происхождение рассматриваемых слоистых руд.

Большинство рудных слоев имеет асимметричное строение (рис. 30). В основании слои контрастно граничат с красным сланцем и выполнены наиболее крупными простыми и блочными кристаллами пирита, изометричными и неправильными обособлениями дисульфида железа. Одновременно нижняя часть слоев наиболее насыщена сульфидами (до 60% объема). От почвы к кровле постепенно снижается количество сульфидов (до 10—5%), а размер обособлений в среднем от 0,5—1 мм в основании до 0,01 мм в кровле. Поведение литокластического материала следующее. Абсолютное количество грубообломочного материала сохраняется примерно одним и тем же или в кровле некоторых слоев даже несколько увеличивается. Однако по отношению к цементирующему скрытокристаллическому агрегату количество грубых обломков в почве в 2—3 раза больше, чем в кровле. Размер обломков

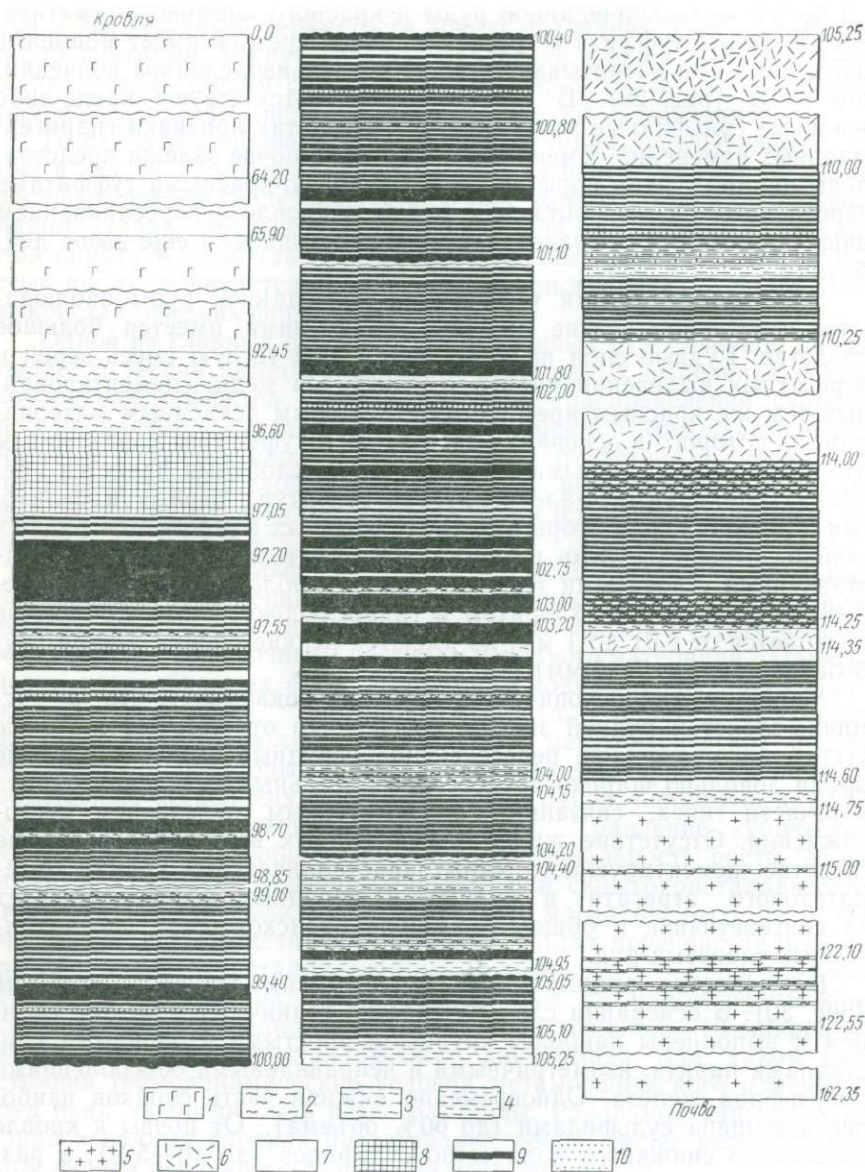


Рис. 29. Разрез Южной рудной линзы Блявинского месторождения по керну скважины. Составил А. Р. Воронов

1 — диабазы; 2 — глинистые сланцы и туфоалевриты; 3 — туфопесчаники основного состава; 4 — кремнистые туфоалевриты; 5 — диоритовые порфиры; 6 — туфы и туффиты кислого состава; 7 — кремнисто-гематитовые сланцы; 8 — сплошные колчеданные руды; 9 — отдельные слои медноколчеданной руды; 10 — рассеянная вкрапленность сульфидов в породах. Цифры — глубины в метрах

последовательно снижается от почвы к кровле и это хорошо пропорционально связано с изменением размеров сульфидных выделений. Однако размер нерудных обломков в любом данном участке отдельного слоя, как правило, крупнее окружающих сульфидных обособлений. Эта особенность, как и обратная пропорциональность между количеством сульфидов и обломков, указывает на отсутствие строгой взаимосвязи в накоплении сульфидов и нерудных обломков. Минеральный состав последних в нижней и верхней частях рудных слоев одинаков и, следовательно, по этому признаку нельзя отличить нижнюю высокосульфидную и верхнюю малосульфидную части разреза слоев.

По макроструктурным особенностям, форме и структуре выделений сульфидов рудные слои Южной залежи Блявинского месторождения аналогичны слоям сульфидно-гематитовых руд Комсомольского месторождения.

Первичный хемогенно-осадочный характер наиболее распространенных форм выделения пирита — идиоморфных кристаллов выявляется в данных рудах по тонкой полосчатости, связанной с гравитационным погружением этих выделений в подстилающие туффитовые слои, когда последние еще не были литифицированы. Полосчатость строго следует форме кристаллов и изометричных выделений пирита.

Характерный тип выделений дисульфида — глобулиты пирита типа «оруденелых бактерий». Они наблюдаются в наиболее мощных сульфидных слоях, причем концентрируются преимущественно в их высокосульфидной нижней части. Общее количество «оруденелых бактерий» невелико и не превышает 1% от количе-

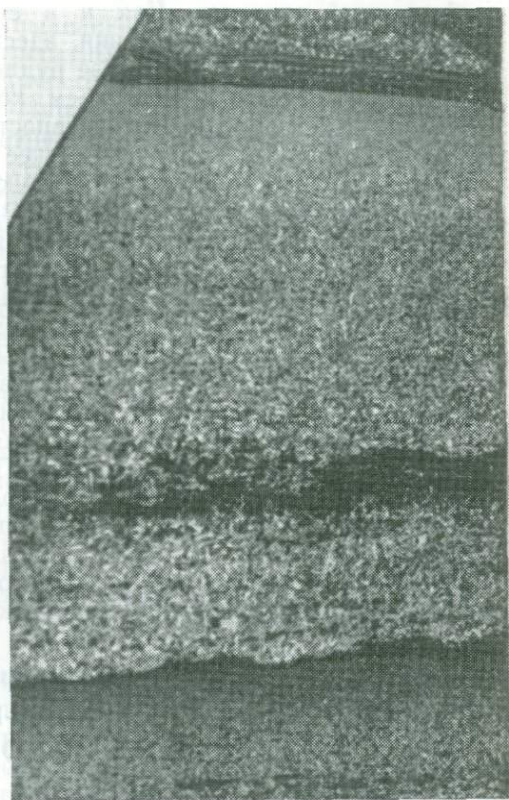


Рис. 30. Асимметричные слои медноколчеданной руды, зернистые в основании и плотные в кровле. Темно-серое — кремнисто-гематитовый осадок. Полированный образец, увел. 2. Блявинское месторождение

ства сульфидов. В основании асимметричных рудных слоев «оруденные бактерии» концентрируются в виде колоний тесно сросшихся глобулитов. Несмотря на угловатую форму колоний, все глобулиты «вписываются» внутри колоний и никогда не дроблены.

Одной из особенностей сульфидно-гематитовых руд служит активно проявившееся окисление первичных сульфидов. Оно носит двойственный характер. Как и в сульфидно-гематитовых рудах Комсомольского месторождения, здесь окисление выделений пирита происходило при диагенезе рудных слоев. Диагенетическое окисление выражено в виде каем компактного гематита вокруг некоторых зерен пирита. Интенсивность окисления этого типа значительно возрастает в верхней менее сульфидной части асимметричных слоев. Характерно и следующее: некоторые тонкие (1—3 мм) рудные слои, заключенные в красном туффите, иногда почти нацело превращены в скопления псевдоморфоз компактного гематита по пириту. И только реликты пирита в псевдоморфозах указывают, что первично эти слои были колчеданными.

Вторая группа окислительных процессов связана с новейшими гипергенными процессами. Результаты этих процессов отличаются от диагенетического окисления: они вызывают выщелачивание не только пирита, но и компактного гематита. Наиболее ярким результатом гипергенных изменений является почти повсеместное замещение халькопирита ковеллином. Параллельно с этим в рудах выделяются жилки гипса, барита, ярозита. Интенсивное замещение первичных сульфидов меди ковеллином, как и частичное выщелачивание пирита и гематита, позволяет отнести данный тип преобразований к процессам в подзоне вторичного сульфидного обогащения зоны окисления Блявинского месторождения.

VI. ОСАДОЧНЫЕ ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Слоистые осадочные руды здесь наблюдаются на южном продолжении Новосибирской колчеданной залежи (см. рис. 2, з). Автором была изучена пластовая цинково-колчеданная залежь в южной стенке карьера, являющаяся продолжением рудной линзы № 2. В поперечном разрезе пластовая залежь представляет собой пакет ритмично чередующихся асимметричных рудных слоев. Мощность слоев колеблется от 20 до 0,3 см. Их асимметрия выражается в постепенном возрастании размера сульфидных обособлений от почвы к кровле каждого слоя, обычно от 0,01 до 3 мм. В грубозернистых нижних участках слоев имеется примесь крупных (до 5 мм в поперечнике) угловатых обломков черной хлоритовой породы, не подвергшихся замещению сульфидами.

Характерным признаком рассматриваемых руд является резкость границ между рудными слоями. Границы имеют вид микро-

несогласий, так как грубозернистое основание каждого верхнего слоя ложится на мелкозернистую верхнюю часть нижнего. Главную роль в минеральном составе слоистых руд месторождения играют пирит (30—45%) и сфалерит (около 15%). Халькопирит имеет подчиненное значение, его количество колеблется около 1—2%.

При многообразии форм выделения сульфидов все они имеют характер кристаллических агрегатных, гелевидных и других видов сегрегаций, изолированных друг от друга в скрытозернистом нерудном осадочном цементе. Пирит и сфалерит в подавляющем большинстве случаев концентрируются в виде мономинеральных сфалеритовых и пиритовых сегрегаций, равномерно распределенных по отношению друг к другу.

Самый распространенный тип выделений пирита представлен монокристаллами и сростаниями правильных кристаллов типа блочных. Более редко отмечаются фрагменты кристаллов. В большинстве рудных слоев кристаллы имеют зональное внутреннее строение, выявляемое травлением $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$: центральная часть (70% объема) зерна пирита имеет строгие кристаллографические ограничения, его наружная часть представляет собой кайму, внешние границы которой в общем параллельны граням внутреннего кристалла, но извилисты; ширина каймы довольно постоянная у всех кристаллов. У выделений пирита, представленных агрегатами кристаллов (блочными кристаллами), рассматриваемая кайма выделяется как коллективная оболочка, в которую заключен весь агрегат. Кайма наблюдается также вокруг фрагментов кристаллов (рис. 31), причем здесь она развита не только вокруг сохранившихся граней, но и вокруг поверхностей разрыва кристаллов.

Существование каймы у идиоморфных кристаллов, их сростков и фрагментов позволяет прийти к выводу, что рост кристаллов в рассматриваемых рудах протекал в два периода. В первый — формировались кристаллы более строгой правильной формы; некоторые кристаллы были фрагментированы. Во второй период простые и блочные кристаллы, а также их фрагменты обрастали каймой пирита, имеющей сравнительно постоянную толщину у всех зерен. Несмотря на то, что кайма продолжала достройку кристаллов и в общем наследовала их форму, внешние границы ее неровные, это связано с довольно резким изменением условий роста кристаллов. В первый период кристаллы росли без каких-либо ограничений роста, а во второй такие ограничения уже существовали. Основное отличие каймы и центрального идиоморфного кристалла — насыщенность первой нерудными включениями и, как правило, полное отсутствие их во втором; это свидетельствует также о различных условиях роста центральной и внешней частей кристаллов.

Правильность ограничений и однородность центральной части кристаллов пирита и наличие у каждого кристалла внешней

оболочки, содержащей нерудные включения и имеющей неправильную форму, может быть объяснено, исходя из предположения о преимущественно осадочном способе накопления данных руд. Основное по объему идиоморфное и в то же время более однородное поле каждого зерна развивалось в растворе или на границе: раствор — осадок в период хемогенного осаждения сульфидов. Наружняя оболочка, менее однородная и более или менее постоянной толщины у всех зерен, образовалась в период диагенеза осадка, когда дальнейшему росту кристаллов препятствовал нерудный иловый цемент. Рост каймы происходил в значительной степени путем метасоматического замещения этого цемента.

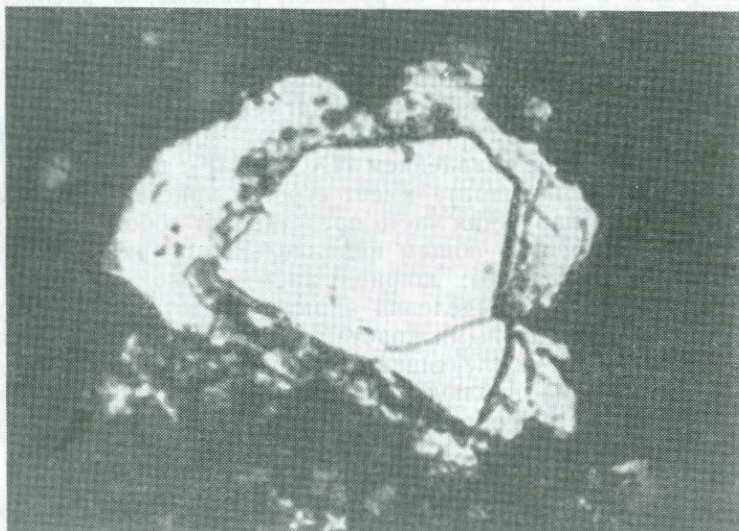


Рис. 31. Фрагмент идиоморфного кристалла пирита, окруженный неправильной каймой пирита с включениями нерудного цемента (темное). Полированный шлиф, увел. 120. Сибайское месторождение

К другим количественно подчиненным формам выделения дисульфида железа в сибайских слонстых рудах относятся оолиты землистого дисульфида, радиальнолучистые конкреции марказита, неправильные гнезда гелевидного пирита, фрамбоидальные выделения пирита типа «оруденелых бактерий» и колломорфные зональные неправильные обособления. На долю всех этих выделений приходится не более 10—15% объема всего дисульфида.

Оолиты дисульфида имеют ровную сфероидальную внешнюю поверхность и концентрически-зональное внутреннее строение. Зоны отличаются различной степенью раскристаллизации и при травлении одни приобретают черный землистый вид, другие желто-бурый оттенок геля-пирита. Оолиты встречаются в виде редких изолированных выделений размером обычно около 0,1 мм в диаметре.

Глобулярные выделения пирита типа «оруденелых бактерий» широко распространены в рудных слоях, но занимают не более 1—3% объема отдельных слоев. Наблюдаются как одиночные глобулиты, так и тесные скопления (см. рис. 59 б). Различные рудные слои отличаются друг от друга количеством глобулитов. Имеются слои или участки слоев, в которых «оруденелых бактерий» нет совершенно. Но в то же время наиболее тонкозернистые верхние зоны асимметричных рудных слоев иногда весьма насыщены ими (до 10% объема).

По отношению к идиоморфным кристаллам пирита, в том числе и блочным, «оруденелые бактерии» развиты обособленно. Оолито-подобные землистые сегрегации дисульфида также никогда не содержат включений «оруденелых бактерий». Наряду с этим конкреции марказита и неправильные неравномернозернистые скопления пирита нередко выделяются вокруг отдельных «бактерий» и их колоний и являются более поздними, чем последние, выделениями. Глобулиты пирита отмечаются непосредственно в центре некоторых конкреций марказита (см. рис. 60). В данном случае они служили центрами роста радиально ориентированных призм марказита. Сами глобулиты при этом не подвергались перекристаллизации. Неравномернозернистые буряющие при травлении агрегаты пирита и гель-пирита нередко также служат цементом «оруденелых бактерий» и относятся к числу более поздних образований.

Как отмечалось, количество сфалерита в слоистых рудах составляет около 15% объема. Подобно дисульфиду железа он представлен изолированными агрегатными выделениями, равномерно распределенными в рудных слоях. По форме и внутренней структуре следует отметить три типа выделений сфалерита: отчетливо зернистые агрегаты, сфероидальные колломорфные и весьма мелкокристаллические тесные срастания сфалерита и дисульфида железа.

Зернистые агрегаты играют главную роль (90% общего количества сфалерита). Они имеют изометричную или неправильную форму и проявляют отчетливый сепаратизм по отношению к выделениям пирита. Это сказывается в том, что внутри выделений сфалерита, как правило, отсутствуют включения пирита. От окружающих выделений пирита обособления сфалерита отделены цементирующим нерудным материалом. Для внутренней структуры обособлений характерно сочетание правильных однородных кристаллов (размером около 10 микрон) и неправильных полисинтетически-сдвойникованных зерен с эмульсионными выделениями халькопирита и очень редкими идиоморфными кристаллами пирита. Вдоль внешних границ агрегатов наблюдаются колломорфные срастания сфалерита с тончайшими (около 1 микрона) зонами халькопирита. Некоторые зернистые агрегаты сфалерита окружены тонкими каймами пирита (рис. 32). Последние состоят из мельчайших правильных зональных и однородных кристаллов, обращенных наиболее развитыми гранями в сторону цемента. Каймы

пирита представляют собой более поздние выделения, нараставшие на агрегатах сфалерита.

Сферондальные однородные обособления имеют диаметр от 50 до 10 микрон и занимают 1—2% в общем объеме сфалерита. Нередко внутри и на внешней поверхности сферондов имеются концентрические полоски дисульфида железа и эти обособления имеют вид микроолитов.

Третий, количественно также подчиненный тип выделений сфалерита, наблюдается в виде примеси в неправильных мелко- и скрытокристаллических агрегатах дисульфида железа. Этот дисульфид приобретает бурый оттенок при травлении и состоит из

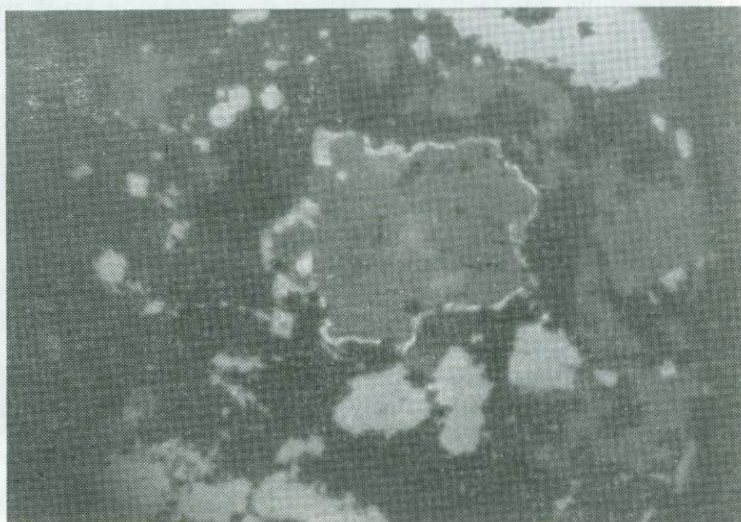


Рис. 32. Кайма пирита (белое) вокруг обособления сфалерита (серое).
Полированный шлиф, увел. 200. Сибайское месторождение

зерен размером в 1 микрон и менее. Сфалерит пропитывает и цементирует зерна пирита в некоторых из этих выделений. Но в целом сростания обоих сульфидов здесь носят очень тесный характер и скорее всего они сингенетичны по отношению друг к другу.

Распространенная гипотеза гидротермально-метасоматического происхождения слоистых руд Сибайского месторождения встречает ряд возражений. Рудные слои залегают среди пород, не подвергшихся гидротермальным изменениям. Жильные выделения сульфидов или распределение определенных типов сульфидов, например сфалерита, в виде несогласных к слоистости столбов в пластовых рудных телах не наблюдаются. Обломочные включения пород в руде не подвергаются замещению сульфидами, а пиритные обо-

собления, играющие главную роль в составе руд, не имеют признаков избирательно метасоматического происхождения по обломочкам нерудного материала. Изолированный характер выделений сульфидов в виде не связанных друг с другом сегрегаций, сцементированных недеформированным тонкодисперсным осадочным цементом, просто объясняется тем, что формирование сульфидных выделений в каждом рудном слое в основном закончилось до литификации руды.

В рудах обнаружены другие признаки, указывающие на осадочное происхождение. В слоях парагенетически ассоциируются несколько типов выделений дисульфида железа, в том числе крупнокристаллические и скрытокристаллические. Отсутствуют признаки замещения этих выделений друг другом. Наоборот, различные формы существуют независимо друг от друга и, таким образом, любая из них по отношению к другой не является наследованной. Различия между ними следует объяснять различными условиями развития обособлений. Выше было показано, что крупные простые и блочные зональные кристаллы пирита сформировались в два периода. В первый — рост кристаллов происходил в относительно жидкой среде, во второй — в более вязкой, возможно, в частично литифицированном слое.

Одной из характерных форм выделения пирита являются глобулиты типа «оруденелых бактерий». В разделе «Биогенные выделения пирита в колчеданных рудах» показано, что развитие этих организмов происходит в донном иловом слое еще задолго до литификации осадка. Крупнокристаллические выделения пирита никогда не содержат включений глобулитов, но конкреционные формы выделения дисульфида часто развиваются вокруг глобулитов. Эти признаки позволяют крупнокристаллический пирит рассматривать как продукт гемогенного осаждения на границе осадок — вода. Конкреционные радиальнолучистые выделения марказита образовались позже в условиях диагенеза рудного осадка в восстановительных условиях.

Основная часть сфалерита, представленная зернистыми агрегатами, изолирована от обособлений пирита и в то же время равномерно распределена. Несмотря на высокую концентрацию цинка в слоистых рудах, обособление сфалерита в виде отдельных слоев, зон или жил не наблюдается. Изменчивость размеров выделений сфалерита в поперечных разрезах рудных слоев подчинена той же закономерности, что и для пирита. Наконец, обособления сфалерита иногда обрастают каймами пирита. Перечисленные признаки свидетельствуют об одновременном отложении главной массы сфалерита и пирита, хотя каждый из них накапливался вокруг независимых центров кристаллизации. Если бы цинковая минерализация была существенно более поздней, мы наблюдали бы метасоматическое замещение сфалеритом раннего пирита, катаклаз руды и обособлений пирита. Однако эти явления в слоистых рудах не развиты. Таким образом, не исключена возможность, что основная

часть цинка отложилась в слоистых рудах хемогенно-осадочным путем параллельно с осаждением пирита.

Другие формы выделения сфалерита, тесно ассоциированные с дисульфидом железа, по ряду признаков относятся к более поздним выделениям в рассматриваемых рудах. К этим признакам прежде всего относятся цементация и замещение сфалеритом глобулитов пирита типа «оруденелых бактерий». В данном случае выделение сфалерита происходило в стадию диагенеза осадка, по-видимому, еще до полной литификации последнего.

VII. ОСАДОЧНЫЕ КОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основная масса руд Озерного месторождения (Юго-Западное Забайкалье) представлена ритмично-слоистыми свинцово-цинковыми колчеданными и колчеданно-сидеритовыми разностями, характеризующимися равномерным распределением сфалерита и галенита в рудных слоях. Среднее отношение цинка к свинцу в этих рудах 6:1 (Филько и др., 1967). Среди других менее распространенных на месторождении структурно-минеральных типов руд большой интерес представляют дифференцированные сфалерит-пиритные ритмиты, состоящие из отдельных полосок карбонатно-сфалеритового и пиритового состава и наблюдающиеся в виде согласных пачек среди обычных колчеданных руд. Почти все разновидности руд имеют весьма мелкозернистую структуру; размер зерен обычно равен 5—20 микронам.

Автор ознакомился с Озерным месторождением в 1970 г. в составе группы под руководством акад. В. И. Смирнова. Ниже приводятся результаты изучения руд (в основном по керну скважин и полированным образцам).

Свинцово-цинковые колчеданные руды представляют собой существенно пиритные тонкослойные ритмиты, в которых мощность слоев колеблется обычно от долей миллиметра до 3 см. В составе рудных слоев пирит играет главную роль (около 90%), сфалерит и галенит подчиненную. Количество нерудного карбонатного и кремнисто-пелитового материала обычно невелико, но в отдельных случаях достигает 40% объема. Некоторые рудные пласты имеют псаммитовую, гравелитовую и брекчиевую текстуру. Они состоят из литокластических обломков различного состава, сцементированных колчеданной рудой.

Тонкие колчеданные слои отделяются друг от друга четкими поверхностями наслоения. Внутреннее строение слоев во многих случаях асимметрично, что внешне проявляется в возрастании размера зернистости от кровли к почве. Асимметрия отмечается как у слоев с высоким отношением сульфиды : нерудный материал, так и в тех, где нерудная примесь отсутствует.

Совершенная сохранность тонкой слоистой текстуры рудных тел и асимметричное строение слоев, залегающих глубоко внутри рудных тел и у их контактов со сланцами и вулканокластами, доказывают осадочное происхождение этих руд. При любом другом толковании способа накопления руд — метасоматически-осадочном или гидротермально-метасоматическом — не объяснима сохранность первичной тонкой слоистости. Если бы в рудообразовании принимали участие метасоматические процессы, различные части рудных тел несли бы многократно наложенную минерализацию, и оруденение носило многостадийный характер. Действительно же признаков наложения сульфидной минерализации в слоистых рудах Озерного месторождения нет, а распределение сфалерита и галенита в рудных слоях отличается высокой однородностью.

Колчеданно-сидеритовые рудные ритмы состоят из тонкого (1—5 см) переслаивания цинково-колчеданных, сидеритовых и смешанных сидерит-пиритных слоев. В отдельных случаях переходы между слоями первых двух типов вполне контрастные, в других постепенные через сидерит-пиритные слои. Цинково-колчеданные слои представляют собой афанитовые пирит-сфалеритовые агрегаты с примесью карбонатно-силикатного материала и галенита. Мелкозернистые сидеритовые слои, разделяющие колчеданные, не несут признаков метасоматического замещения сульфидами и не пересекаются сульфидными жилками.

В рассматриваемых колчеданно-сидеритовых ритмах устойчиво ассоциируются сульфид и карбонат железа. Выделение либо карбоната, либо сульфида двухвалентного железа зависело прежде всего от соотношения парциальных давлений CO_2 и H_2S . Мету влияния любого из этих компонентов на образование сульфида или карбоната можно показать на следующей возможной реакции: $\text{FeCO}_3 + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Константа равновесия этой реакции определяется из формулы (Латимер, 1954): $\lg K = -\frac{\Delta F}{1,364}$, где K — константа равновесия, ΔF — изобарный потенциал реакции, равный 5,32 ккал.

Учитывая, что активность воды равна единице, и заменив активности газов на их парциальные давления, получим следующее отношение активностей компонентов в реакции:

$$\frac{a_{\text{FeS}} \cdot p_{\text{CO}_2}}{a_{\text{FeCO}_3} \cdot p_{\text{H}_2\text{S}}} = 10^4.$$

При условии, если $p_{\text{CO}_2} = p_{\text{H}_2\text{S}}$ отношение $\frac{a_{\text{FeS}}}{a_{\text{FeCO}_3}}$ будет весьма велико и, следовательно, роль карбоната железа в осадке будет ничтожно малой по сравнению с ролью сульфида железа. Отношение остается большим даже при значительном росте давления CO_2 , но если $p_{\text{H}_2\text{S}}$ постоянно и равно единице (табл. 3, рис. 33). Например, при $p_{\text{CO}_2} = 100$ атм и $p_{\text{H}_2\text{S}} = 1$ атм отношение $\frac{a_{\text{FeS}}}{a_{\text{FeCO}_3}}$ равно 100.

Отсюда следует, что присутствие в гелевидном осадке сравнительно небольшого количества сероводорода обусловит практически полное вытеснение карбоната и замещение его сульфидом.

Существование колчеданно-сидеритовых ритмов — одно из доказательств хемогенно-осадочного механизма накопления слоистых колчеданных руд Озерного месторождения, так как в случае постседиментного выделения сульфидов карбонатные слои оказались бы замещенными колчеданной рудой. Ясно также, что ни

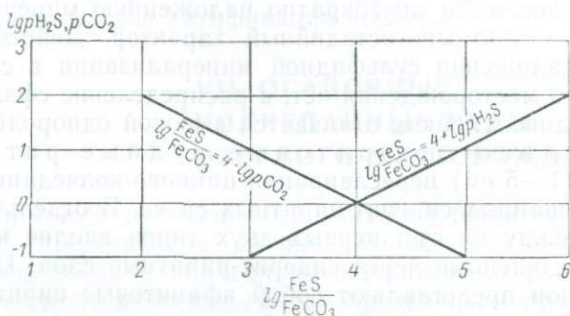


Рис. 33. Графики зависимости отношения сульфид:карбонат железа от парциального давления сероводорода и углекислого газа, в водном растворе ($t = 25^\circ \text{C}$)

диагенетические, ни какие-либо поздние наложенные процессы не принимали участия в формировании минерального состава руд. Зарождение минеральных ассоциаций либо сульфидных, либо кар-

Таблица 3

Соотношение парциальных давлений H_2S и CO_2 и активностей сульфида и карбоната железа

$p_{\text{CO}_2} = 1$		$p_{\text{H}_2\text{S}} = 1$	
$p_{\text{H}_2\text{S}}$	$\frac{a_{\text{FeS}}}{a_{\text{FeCO}_3}}$	p_{CO_2}	$\frac{a_{\text{FeS}}}{a_{\text{FeCO}_3}}$
10 ⁻¹	10 ³	10 ⁻¹	10 ⁵
10 ⁰	10 ⁴	10 ⁰	10 ⁴
10 ¹	10 ⁵	10 ¹	10 ³
10 ²	10 ⁶	10 ²	10 ²

бонатных происходило в толще воды над донным осадком. Осадок же представлял собой стабильную минеральную систему, в которой заметные химические преобразования не происходили.

Дифференцированные цинково-колчеданные ритмы представляют собой ритмичное чередование однородных согласных со слоистостью карбонатно-сфалеритовых и пирито-

вых полосок мощностью от 1 до 10 мм (редко более). Количество пирита в пиритовых и сфалерита в сфалеритовых полосках соответственно около 90 и 30% объема.

Цинково-колчеданные ритмы распространены в виде локальных линз и пластов среди крупных тел обычных недифференцированных свинцово-цинковых колчеданных руд. Строго изолированный друг от друга камерный характер слоев сфалерита даже в участках, где наблюдаются текстуры пластического смятия слоев, свидетельствует о последовательном отложении каждого двучлена ритма, состоящего из сфалеритового и пиритного слоев. Если бы один из двух агрегатов был наложен на другой, прорывы слоев жильными агрегатами были бы неизбежны. Широкое развитие текстур пластического смятия и, в частности, текстур нагнетания, выраженных как эпизодические вздутия слоев, также свидетельствует, что дифференциация пирита и сфалерита, каким бы путем она не происходила, имела место до литификации руды.

Пирит-сфалеритовые ритмы имеют ряд принципиальных отличий от обычных цинково-колчеданных руд Озерного месторождения. Прежде всего они характеризуются весьма высоким содержанием сфалерита. Отношение сфалерит : пирит внутри отдельного ритма может достигать 5, тогда как в обычных рудах оно около 0,1. В обычных тонкослонистых рудах различные свойства слоев, такие, как асимметричность структуры, отличаются большим постоянством на большой площади. Эта высокая упорядоченность строения слоев объясняется тем, что количественные соотношения различных компонентов, например, цинка и железа, зерен различной размерности и др., сформировавшиеся в слое в момент осаждения, оставались в основном неизменными в стадии диагенетических преобразований руды.

В пирит-сфалеритовых ритмах в разрезе одного и того же ритма на площади в 1—2 см² резко может изменяться отношение пирит : сфалерит. Характер изменения состоит в следующем. Основание каждого ритма представлено плотным криптокристаллическим агрегатом пирита, верхняя часть — афанитовым агрегатом сфалерита. Граница между сфалеритовой и пиритовой частями разреза одного и того же ритма либо совершенно резкая, либо постепенная, тогда как между двумя соседними ритмами граница всегда — резкая. На участках с постепенными переходами отношение сфалерит : пирит плавно возрастает снизу вверх по разрезу ритма. Различный характер границы между пиритовой и сфалеритовой частями ритма проявляется независимо от мощности ритма и суммы пирита и сфалерита в разрезе ритма. Эти параметры сравнительно постоянны.

Рассматриваемые особенности строения пирит-сфалеритовых ритмов можно объяснить механизмом гравитационного разделения первично гомогенной коллоидной смеси двух сульфидов. Пирит, как более тяжелый минерал, сконцентрировался в нижней части ритмов, сфалерит, как более легкий, — в верхней. Прерывистое

изменение отношения сфалерит : пирит внутри ритма объясняется неравномерностью гравитационного осаждения пирита на площади ритма.

Поскольку в полосчатых дифференцированных рудах сфалерит преобладающий минерал, можно полагать, что гравитационному разделению ритмов на сфалеритовый и пиритный агрегаты способствовало высокое отношение сфалерит : пирит в первичном гелевом осадке.

Способность к дифференциации смешанных сульфидных гелей, в которых преобладающую роль играетгель ZnS , экспериментально показана Л. М. Лебедевым (1965). В его опытах свежеосажденныйгель состава $10 ZnS + 1 PbS$ дифференцировался на мономинеральные и смешанные сульфидные слои в соответствии с удельными весами в течение первых 5—10 суток. Причина дифференциации сфалерит-галенитового геля заключается в более высокой кристаллизационной способности галенита, как вещества с более простым типом кристаллической структуры, чем у сфалерита. Собираательная кристаллизация галенита происходила быстрее, и зерна этого минерала осаждались в сфалеритовой гелевой среде.

В сфалерит-пиритных ритмично-слоистых рудах, по-видимому, пирит обладал более высокой кристаллизационной способностью и как более тяжелый минерал осаждался в нижней части ритмов. В обычных цинково-колчеданных слоистых рудах Озерного месторождения пирит значительно преобладает над сфалеритом и здесь дифференциация сульфидов не наблюдается, так как перемещение гелевых микростяжений сульфида цинка в быстро твердеющем агрегате пирита затруднено.

Согласно опытам Л. М. Лебедева переход от гомогенного состояния к дифференцированному в смешанном геле относительно кратковременный и измеряется несколькими сутками. В пирит-сфалеритовых ритмах каждый ритм первично представлял собой гомогенный гелевый осадок. Так как промежуток времени между гомогенным и дифференцированным состоянием должен быть небольшой, то логично полагать, что скорость осаждения сульфидных гелей была исключительно высокой.

* *

*

Слоистые хемогенно-осадочные руды составляют практически все рудные тела крупного Озерного месторождения. Это указывает на то, что хемогенно-осадочный механизм отложения сульфидов как составная часть гидротермально-осадочного процесса может в соответствующей геологической обстановке привести к накоплению гигантских рудных тел.

Слоистые руды Озерного месторождения отличаются высоким отношением сульфиды : нерудный материал, обычно около 10. Осаждение таких руд могло произойти при условии высокой ско-

рости накопления сульфидного осадка. В ином случае параллельно с сульфидами в рудах накапливалось бы большое количество силикатного материала. О высокой скорости осадочного рудного процесса свидетельствует также относительно большая мощность ритмов (до 10 мм) в дифференцированных пирит-сфалеритовых ритмах. Период накопления отдельного ритма мог длиться в природных условиях несколько суток, поскольку (Лебедев, 1965) гравитационная дифференциация гелевидного сульфидного осадка и его последующая раскристаллизация происходят весьма быстро.

Рассматриваемые данные приводят к заключению об отложении слоистых руд Озерного месторождения из весьма концентрированных водных растворов, доставлявшихся на дно морской впадины из гипогенного источника. Контрастность границ рудных тел с боковыми осадочными породами как в вертикальном разрезе, так и по простиранию объясняется тем, что рудные сульфидсодержащие рассолы на дне впадины не поддавались значительному рассеиванию в морской водной толще. Некоторым подобием этих рассолов являются донные гидротермальные бассейны Красного моря, описанные Д. Уайтом (White, 1968).

Отдельные физические закономерности осадочного сульфидного процесса при накоплении руд Озерного месторождения устанавливаются в колчеданно-сидеритовых ритмах. Их образование происходило, возможно, осадочным путем. Процессы диагенетического образования сульфидов при этом исключались. Следовательно, сульфиды в виде мелкодисперсной субколлоидальной фазы синтезировались в наддонном концентрированном рассоле.

Эпизодическое появление среди обычных цинково-колчеданных руд весьма богатых цинком пирит-сфалеритовых ритмов связано со стабильностью отделения рудных растворов переменного состава из глубинного источника. Возникновение ритмичной полосчатости в богатых цинковых рудах вызывалось гравитационной дифференциацией предварительно осажденных смешанных сульфидных гелей. Подобная дифференциация согласно Л. М. Лебедеву (1965) возможна при высокой скорости накопления рудного осадка. К заключению о высокой скорости образования гидротермально-осадочных колчеданных залежей вообще автор (Скрипченко, 1964) ранее пришел на основании геологических признаков колчеданных месторождений.

VIII. ОСАДОЧНЫЕ СУЛЬФИДНО-БАРИТОВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ЧЕРНЫХ РУД» ФУРУТОБЕ (ЯПОНИЯ)

Месторождение Фурутобе относится к группе третичных (среднемиоценовых) месторождений «черных руд» северной части о-ва Хонсю (Смирнов и др. 1968). Согласно пласто- и линзовидные

тела сплошных колчеданных руд этого месторождения подстилаются серицитизированными риолитами или взрывными брекчиями с вкрапленностью пирита и халькопирита. Рудные тела сложены в нижней части пирит-халькопиритовыми, или «желтыми рудами», а в верхней части сфалерит-галенитовыми, или «черными рудами». Непосредственно кровлей рудных тел служат аргиллиты, пумицитовые туфы, железистые радиоляриевые сланцы и другие

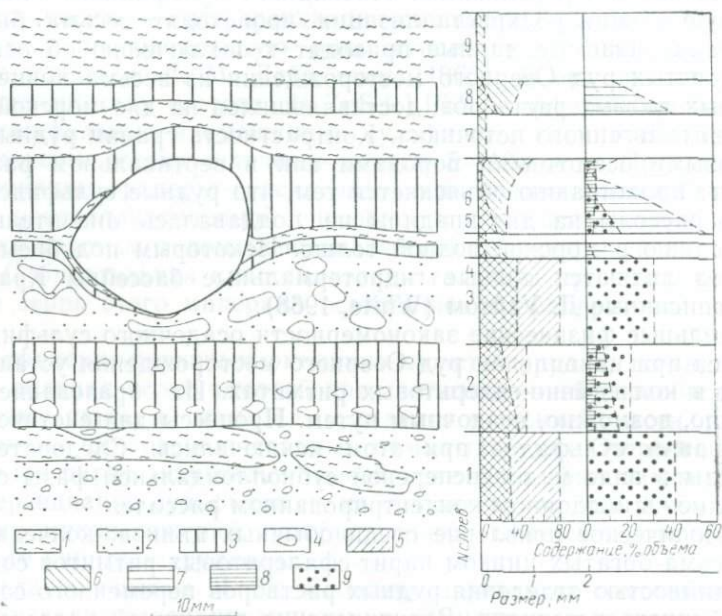


Рис. 34. Строение и количественная характеристика образца слоистых колчеданных руд месторождения Фурутобе (Япония)

1 — голубовато-зеленые аргиллиты; 2 — зернистые баритсодержащие туфопесчаники; 3 — туфопесчаники, содержащие пирит и халькопирит; 4 — крупные обломки аргиллизированных риолитов и других пород; график: 5 — изменения количества грубообломочного материала; 6 — изменения размера обломков пород; 7 — количество халькопирита; 8 — количество пирита; 9 — количество барита. На зарисовке показан крупный обломок аргиллизированного риолита

отложения. В осадках кровли имеются тонкослоистые сульфидные и баритовые руды осадочного происхождения. Сравнение этих руд со слоистыми рудами колчеданных месторождений Северного Кавказа и Южного Урала представляет интерес, так как возраст руд месторождения Фурутобе среднемиоценовый. Здесь руды, как и вмещающие породы, не претерпели никакого метаморфизма, в отличие от палеозойских уральских и северокавказских колчеданных месторождений.

Слоистые руды месторождения Фурутобе представляют собой ритмичную ассоциацию тонких (10—1 мм) слоев туфопесча-

ника и зелено-голубого аргиллита и пирит-халькопиритовой руды (рис. 34, 35).

Наиболее отчетливые сульфидные слои имеют мощность около 1 мм и представляют собой грубозернистый (средний размер обломков 1,5—0,2 мм) туфопесчаник, насыщенный выделениями сульфидов и барита. Песчаник состоит из правильных и угловатых кристаллов кварца и обломков кварцевых, кварц-серицитовых и хлоритовых агрегатов. Обломки существенно кварцевых агрегатов (около 20% объема) имеют неотчетливые границы, вдоль которых

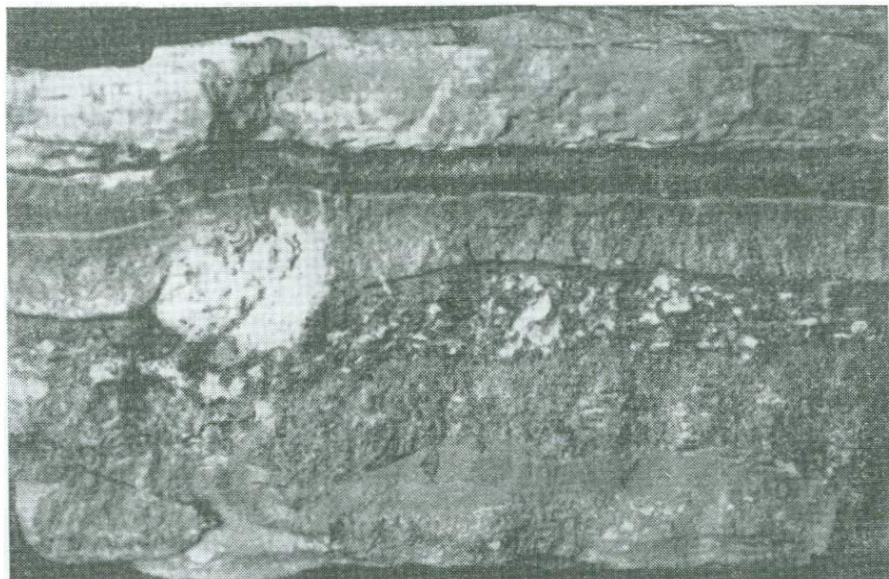


Рис. 35. Слоистая медно-баритовая руда. Белые обломки — аргиллизированные кусочки риолита в туфопесчанике; плотные белые слои в почве и кровле — аргиллиты; зернистые светло-серые слои — медноколчеданная руда. Нат. вел., месторождение Фурутобе (Япония). Из коллекции В. И. Смирнова

наблюдается некоторое разрастание агрегата кварца метасоматически по цементу песчаника. Внутри многих кварцевых обломков наблюдается рассеянная вкрапленность пирита. Образование кварцевых агрегатов связано с метасоматическим окварцеванием обломков различных пород.

Барит в рудных слоях представлен отдельными призматическими кристаллами и в меньшей степени метасоматическими неправильными радиальнолучистыми агрегатами, развитыми по обломкам пород и по цементу песчаника. Цемент песчаников в нижних более насыщенных сульфидами участках почти полностью метасоматически замещен кварцем и баритом, в верхних

менее сульфидных — цемент занимает до 40% объема и представляет собой скрытокристаллический буроватый глинистый агрегат.

Выделения пирита и халькопирита концентрируются в песчанниках следующим образом. В основании и в кровле слоев распространение их ограничено, хотя обычно в кровле и почве к рудным слоям прилегают гранулометрически аналогичные песчанники. Оба сульфида агрегируются совместно в виде мелких (от 2 до 0,05 мм) изометричных и неправильных сегрегаций. Жильные выделения сульфидов отсутствуют. Распределение сульфидов подчиняется хорошо известной для слоистых руд колчеданных месторождений закономерности: высокая равномерность в продольном вдоль слоистости направлении и постепенное уменьшение количества и размера выделений от почвы к кровле. В рассматриваемых рудах количество сульфидов обычно изменяется от 20—25% в почве до 10—5% в кровле, а размер выделений от 1—0,5 до 0,1 мм соответственно. По структуре и минеральному составу среди сульфидных сегрегаций выделено четыре разновидности.

1. Изометричные пирит-халькопиритовые сегрегации — наиболее крупные (2—0,5 мм) и многочисленные выделения. По форме и внутреннему строению они идентичны оолитоподобным пирит-халькопиритовым выделениям слоистых руд Урупского, Худеского, Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений. Фоном отдельной сегрегации (рис. 36) служит агрегат халькопирита. Пирит образует многочисленные мелкие включения в халькопирите. Иногда эти включения имеют форму правильных кубиков. Отношение пирит:халькопирит варьирует 1:2, 1:5. По отношению к обломкам кварца, пород и идиоморфным кристаллам барита данные сегрегации развиваются в цементе песчанника независимо.

2. Идиоморфные кубические кристаллы пирита размером 1—0,1 мм с выделениями халькопирита по трещинам. В этих выделениях халькопирит имеет резко подчиненное значение (отношение пирит : халькопирит около 5 : 1) и выполняет мелкие неправильные трещины в зернах пирита или цементирует последние.

3. Очень мелкие (0,05—0,01 мм) кристаллы пирита, рассеянные внутри обломков кварцита. Роль этого типа выделений незначительна.

4. Неправильные гнездовые выделения халькопирита иногда с примесью халькозина. Характерно, что в этих выделениях отсутствуют включения пирита.

Количественные соотношения пирита и халькопирита в разрезе одного и того же слоя сравнительно постоянные, но встречаются также рудные слои, в которых изменение состава и структуры в поперечном разрезе подчинено параболической зависимости (рис. 34, слой 6).

Сульфидные слои отделены друг от друга слоями туфопесчаников и аргиллитов. Туфопесчанники избирательно насыщены баритом (30—40% объема), в аргиллитах барита нет. В баритовых туфо-

песчаниках выделяются три группы компонентов: 1) цементирующая грязно-серая пелитовая ткань (30% объема) с примесью карбоната; 2) обломки глинизированных пород, кварца и кварцита (30%) и 3) правильные призматические однородно ориентированные удлинением по слоистости кристаллы барита (40%). Равномерно распределенной примесью являются мелкие (0,1 мм и менее) выделения галенита (1%) и очень редкие включения сульфидов меди. Две трети обломков (размером от 2 до 0,1 мм) представлено аргиллизированными и хлоритизированными породами.

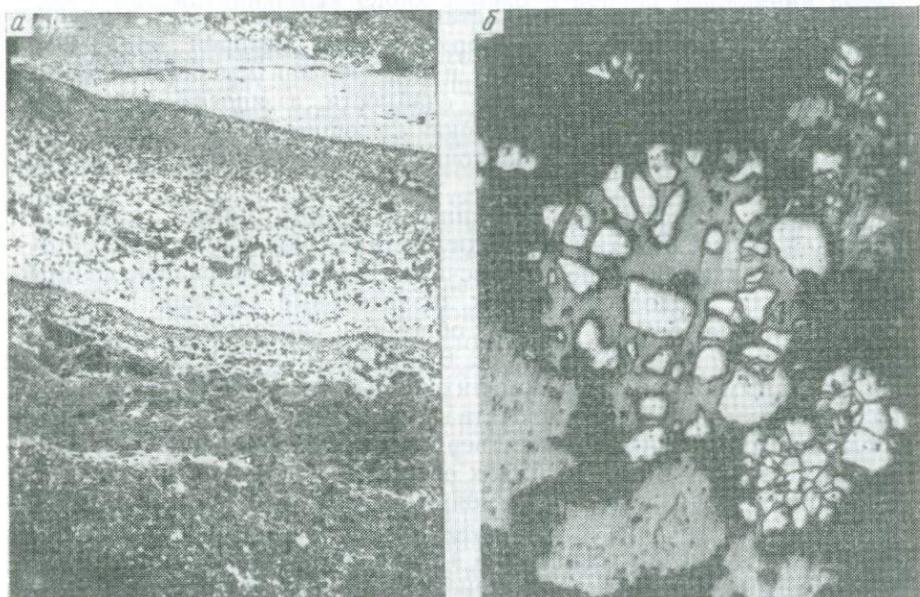


Рис. 36. *а* — в центре асимметричный слой пирит-халькопиритовой руды (слой 6, рис. 34). Белое — выделения сульфидов. Плотный светлый слой вверху — аргиллит. Увел. 2,5.

б — изометричные сегрегации пирита (белое) и халькопирита (серое) в нерудном цементе в том же слое колчеданной руды. Увел. 100. Месторождение Фурутобе (Япония)

Аргиллизированные обломки выполнены мелкозернистыми агрегатами алунита и ярозита и легко поддаются вымыванию водой. Около $\frac{1}{3}$ обломков сложены кварцем, единичные обломки — кварц-серицитовая мелкокристаллической породой; некоторые обломки имеют окатанную форму, но большинство угловатые.

Призматические зерна барита занимают в песчанике вполне автономное положение по отношению к обломкам пород и кварца. Отсутствует замещение этим баритом обломков пород или цемента песчаника. Размер призмочек барита около 0,5 мм по удлинению.

Их ориентировка параллельна слоистости. В отличие от обломков кварца и аргиллизированных пород призмы барита не имеют следов окатанности. Все эти признаки в совокупности позволяют рассматривать барит как продукт хемогенного осаждения. Строгая ориентировка призмочек по слоистости указывает, что зерна барита сформировались в водной среде в основном до момента осаждения песчаника. Если бы полностью или частично они вырастали внутри слоя в стадию диагенеза, то имели бы произвольную ориентировку, а также развивались метасоматически по ранее отложившимся другим компонентам породы.

Вокруг литокластических частиц в песчаниках имеется плавно огибающая полосчатость, в формировании которой принимают участие мелкие обломки кварца и особенно призмы барита. В последних наблюдается изгибание спайности, а иногда призмочки разорваны на мелкие кусочки, окаймляющие обломки. Эти признаки также подтверждают осадочное происхождение призматических зерен барита.

В связи с текстурами, связанными с погружением обломков в иловой массе, отметим еще одну деталь. Под крупными обломками наблюдаются изгибы полосчатости воронкообразной формы. Эти воронки продолжают как значительные вмятины и на поверхности более ранних крупных обломков, расположенных глубже в разрезе на линии погружения. Вмятины обусловлены не только значительным весом погружавшихся обломков, но и явно более пластическим состоянием вещества обломков, ранее отложившихся в слое, по сравнению с более твердым состоянием обломков в момент их падения в слой. Так как обычно все обломки в баритовых песчаниках выполнены в настоящее время аргиллизированным материалом, отмеченные морфологические соотношения обломков объясняются высокой скоростью аргиллизации обломков, происходившей в стадию раннего диагенеза одновременно с накоплением туфопесчаников. Аргиллизация обуславливалась влиянием кислых сульфатных вод, что подтверждается обильным отложением барита в этих же слоях. Твердые кусочки пород нижней части слоев были аргиллизированы и размягчены еще до отложения верхней части. Иными словами, обломки ранней генерации были более размягченными к моменту отложения обломков поздней генерации.

В тонкослоистых рудах встречаются экзотические обломки пород, диаметр которых превышает мощность слоев. Морфологические взаимоотношения одного из них с соседними слоями видны на рис. 34. Время падения обломка в осадок соответствует времени накопления слоя аргиллита 5, так как последний частично перекрывает и частично подстилает обломок. Более древний сравнительно мощный слой 3 оказался в момент падения обломка податливым и пластически деформировался под его тяжестью. Слой образует прогиб, причем его мощность в прогибе заметно меньшая, чем в других участках. Таким образом, под обломком происходило частичное пластическое перемещение материала в слое 3. Контакт

слоев 2 и 3 уже не изогнут. Это указывает, что слои 3 и 4 были практически нелитифицированы при падении обломка, но слои 2 и 1, вероятно, были уже тверды. Вместе с тем слои 3 и 4 содержат различную минерализацию: слой 3 — баритовую, слой 4 — халькопиритовую. Отсюда следует, что контактирование слоев друг с другом в пластическом гидратированном состоянии не сопровождалось заметными обменными химическими процессами и, в частности, миграцией сульфидов. Процессы диагенеза не сопровождались привнесом сульфидов в слои, первоначально не содержавшие этих минералов. Все это подтверждает идею о накоплении сульфидов в рассматриваемых слоях только в период осаждения песчанников.

Слои выше рассматриваемого обломка образуют небольшой изгиб. Но для них характерно еще большее уменьшение мощности над самой верхней частью обломка и оползание материала по обе стороны от него (см. рис. 34). Нет сомнения, что накопление сульфидного слоя 6 происходило в условиях, когда обломок резко возвышался над осадком. Был ли обломок в это время аргиллизирован, каким он представляется в настоящее время, сказать трудно. Однако для замещения сульфидами он был не менее благоприятен, как и многие вулканические породы. Как твердое инородное тело в слое песчанника обломок мог сорбировать сульфиды и, в конце концов, мог быть ими полностью замещен. Однако такое замещение проявилось незначительно. Так, количество халькопирита и пирита в слое 6 достигает 50% объема. В обломке отмечаются гнезда однородного халькопирита без примеси пирита, причем их объем не превышает 10% объема обломка. Эти соотношения, как и вообще выделение сульфидов вне связи с мелкими обломками в слоях туфопесчанника, свидетельствуют о главной роли хемогенного осаждения сульфидов по сравнению с сорбционно-метасоматическими процессами их выделения.

В нижней половине рис. 34 (слои 1, 2, 3) значительный интерес представляют морфологические и генетические взаимоотношения сульфидного песчанника (слой 2) с подстилающим и перекрывающим слоями (1 и 3). Обе границы слоя 2 являются совершенно резкими. Но в то же время в кровле и на отдельных участках в почве слой 2 граничит с туфопесчанниками, гранулометрически близко идентичными ему. Резкость границ выражается прежде всего как контрастное ограничение распространения выделений халькопирита и пирита только границами слоя 2. Этот факт с учетом гранулометрического сходства песчанников всех трех слоев однозначно свидетельствует о строгой одновременности в накоплении обломочного и глинистого материала, с одной стороны, и сульфидов, с другой стороны. Если бы сульфиды выделились позже накопления слоя 2, сульфидизация неизбежно затронула бы и слой 3, как слой литологически сходный со слоем 2.

Литологическое сходство туфопесчанников слоев 2 и 3, отсутствие на границах между ними прослойки каких-либо других пород

указывает, что они принадлежат к единому импульсу грубокластической седиментации, и их накопление происходило без заметных перерывов. Это обстоятельство исключает предположение, что отложение сульфидов происходило в стадию диагенетического преобразования слоя 2 до отложения слоя 3, так как такого промежутка времени практически не было. Образование сульфидов в слое 2 происходило благодаря хемогенному осаждению сульфидов в стадию накопления этого слоя. Характер выделения главной массы пирита и халькопирита в слое 2 не противоречит этому заключению. Равномерно распределенные изометричные сегрегации агрегатов пирита и халькопирита скорее всего представляют собой перекристаллизованные сфероидальные коллоидальные стяжения.

Одним из отличий сульфидного слоя 2 от слоев, содержащих барит, является заметное развитие в нем метасоматического окварцевания и замещения обломков пород гидрослюдою. В то же время здесь много слабее проявилась или вообще отсутствует аргиллизация обломков, замещение их смесью ярозита и алуниита, как в слоях 3 и 1. Данные отличия также проявились одновременно с накоплением слоев и связаны с изменением химических свойств среды в период отложения песчаников.

Аргиллизированные обломки в настоящее время легко разрушаются водой, особенно после некоторого нагревания. Учитывая весьма высокую растворимость сульфатов железа и алюминия, необходимо отметить, что аргиллизированные обломки сформировались внутри слоя в результате воздействия сульфатных растворов на кусочки вулканических пород. Невозможно допустить иную трактовку и считать, что кусочки нелигитированного аргиллита претерпели перенос и осаждение в водной среде. Одно из обоснований данного вывода состоит в том, что аргиллизированные обломки ранней генерации несут на себе вмятины, полученные при падении в слой поздних твердых кусочков пород. Но в общем и эти кусочки подверглись аргиллизации. Учитывая избирательную приуроченность аргиллизированных обломков к слоям 1 и 3 и отсутствие их в слоях 2, 4, 6, 8, причину аргиллизации следует видеть в высокой сульфатности и кислотности водной толщи, покрывавшей осадки в период накопления слоев 1 и 3.

Другие характерные изменения слоев — окварцевание и серицитизация — избирательно проявились во всех слоях сульфидных туфопесчаников (2, 4, 6, 8). Эти изменения отсутствуют в слоях аргиллитов. Подчиненная роль в составе окварцованных и серицитизированных слоев барита или даже его полное отсутствие указывает, что окварцевание и серицитизация протекали в условиях незначительной сульфатности среды.

Отложение основной массы барита в рассматриваемых слоях связано с осадочным процессом. Это подтверждается автономным размещением призмочек барита по отношению к обломкам пород, однородной ориентировкой их по слоистости, изгибанием призмочек и спайности в них вокруг крупных обломков, несходством

формы осадочных призмочек с диагенетическими радиальнолучистыми выделениями барита. Отсутствие в баритовых слоях сульфидов указывает на обычно независимый характер выделения барита.

Но в некоторых сульфидных слоях имеется примесь барита. Развитие барита как сульфатного соединения в тесной ассоциации с сульфидами вполне объяснимо, если учесть очень низкое произведение растворимости барита, равное $1,08 \cdot 10^{-10}$ при $t=25^\circ\text{C}$ («Справочник химика», 1967). Нижняя граница осаждения барита на Е_h—рН диаграмме (см. рис. 65) находится в поле устойчивости многих сульфидов. Граница определяется изолинией активности

$a_{\text{SO}_4^{2-}} = 10^{-4,99}$, исходя из формулы $a_{\text{SO}_4^{2-}} = \frac{1,08 \cdot 10^{-10}}{a_{\text{Ba}^{2+}}}$ при условии

$$a_{\text{SO}_4^{2-}} = a_{\text{Ba}^{2+}}.$$

На рис. 34 показан ряд общих эмпирических зависимостей, установленных в изученном разрезе слоистых руд. Резко выделяющейся закономерностью является строгое совпадение периодов накопления грубообломочного материала, сульфидов и барита. В слоях аргиллитов сульфиды и барит практически отсутствуют. Их примесь была встречена только в аргиллите слоя 9.

Но и здесь барит и сульфиды пространственно ассоциированы с прослойками, содержащими примесь грубообломочного материала. Более тонкие зависимости между размерностью обломков и содержанием сульфидов, выраженные в слоях 4, 6 и 8, указывают на сходство кинетики накопления обломочного материала и сульфидов. Поскольку обломочный материал имеет вулканическое происхождение, гранулометрические особенности слоев находятся во взаимосвязи с особенностями вулканической эксплозивной деятельности, ее динамикой и кинетикой.

Графики размерности обломочного материала указывают на одну и ту же направленность изменения размеров в верхних слоях (4, 6 и 8). Учитывая высокую контрастность переходов между этими слоями и аргиллитами (5, 7 и 9), накопление каждого слоя туфопесчаника должно соответствовать отдельному эксплозивному импульсу. Возможно, резкий выброс больших количеств обломочного материала и газо-гидротермальных растворов вначале и постепенное затухание вплоть до полного временного закупоривания вулканических каналов соответствуют накоплению каждого асимметрично построенного слоя сульфидного туфопесчаника. Времени спокойного состояния вулканических каналов соответствует накопление слоев аргиллитов.

Распределение сульфидов и барита в слоях 1, 2, 3 и других резко дифференцировано. Формальные различия между сульфидными и баритовыми туфопесчаниками состоят в следующем: слои баритового туфопесчаника наиболее грубообломочны и максимально насыщены баритом, обломочный материал в них сольфатно аргиллизирован, в сульфидных туфопесчаниках обломочный

материал значительно менее грубозернист, содержание барита обычно невысокое, а обломки замещены кварцем и серицитом. Как отмечалось, накопление баритовых туфопесчаников происходило в среде с высокой сульфатностью, обусловившей алунификацию и ярозитизацию обломков. Отсутствие сульфидов железа и меди в слоях этих туфопесчаников следует объяснить очень высокой кислотностью водной среды, покрывавшей и пропитывавшей осадки. В этих условиях сульфидные осадки железа и меди оказывались растворимыми, как соединения, растворимые в разбавленных кислотах (Реми, 1963). Согласно опытным данным Т. Куман (Бутузова, 1968) сульфиды железа устойчивы при рН выше 4,5—5.

Иногда в баритовых песчаниках имеется примесь галенита (около 1% объема). Галенит в отличие от сульфидов железа и меди практически нерастворим в разбавленных кислотах (Реми, 1963). Таким образом, наличие галенита в баритовых туфопесчаниках не противоречит сделанному выводу о колебании кислотности донных вод как причины дифференцированного распределения сульфидов и барита в слоистых осадочных рудах.

ИХ. ОСАДОЧНЫЕ КРЕМНИСТО-КОЛЧЕДАНЫЕ РУДЫ

и

Руды этого типа встречаются в виде самостоятельных линз и пластов в тесной ассоциации с залежами сплошных и слоистых колчеданных руд, но по минеральному составу отличаются от тех и других. Они представляют собой мелкозернистые существенно кварцевые и кварц-пиритные агрегаты с примесью халькопирита, сфалерита и борнита. Количество кварца составляет 85—95%. Нередко в агрегате кварца рассеяны окислы железа, хлорит и карбонат. Геология, вещественный состав и условия образования кремнисто-колчеданных руд были детально изучены на Урупском месторождении.

Морфологически тела кремнисто-колчеданных руд представляют собой линзовидные и пластообразные залежи, прерывистые по простиранию и падению. Выклинивание многих линз обычно резкое, хотя и согласное. Общий характер сочетания кремнисто-колчеданных тел с телами обычных колчеданных руд приведен на рис. 1 и 37. Обычно первые залегают в кровле колчеданных тел. Нередко кремнистые руды сменяют залежи сплошных колчеданных руд по простиранию.

Независимо от условий залегания тела кремнисто-колчеданных руд всегда имеют штокверковую текстуру. На фоне вишнево-красной или серой мелкокристаллической массы наблюдается сетка белых кварцевых жилок мощностью 1—5 мм. Количество жилок на единицу площади достигает 30%. Штокверк произвольно ориентированных жилок имеется также в тонких прослоях этих руд, залегающих изолированно среди кремнистых сланцев кровли месторождения.

Такие кремнисто-колчеданные слои выполнены весьма мелкозернистым агрегатом кварца (размер зерен 0,01—0,005 мм) с примесью сульфидов и равномерно распределенной тончайшей сыпи гематита. Сетка тонких (2—3 мм) прожилков кварца в этих слоях характеризуется полным отсутствием примеси гематита и более крупнозернистым строением по сравнению с базисным агрегатом. В сетке преобладают жилки, поперечные к залеганию слоистости. Ни одна из жилок не проникает в боковые сланцы или колчеданные слои. Сетчатая прожилковая текстура изолированных слоев кварцитов является несомненно результатом диагенетических преобразований первичного осадка.

В слоистой пачке колчеданных руд и сланцев (см. рис. 61) слои кремнистой руды имеют совершенно резкие контакты с туфоалевро-

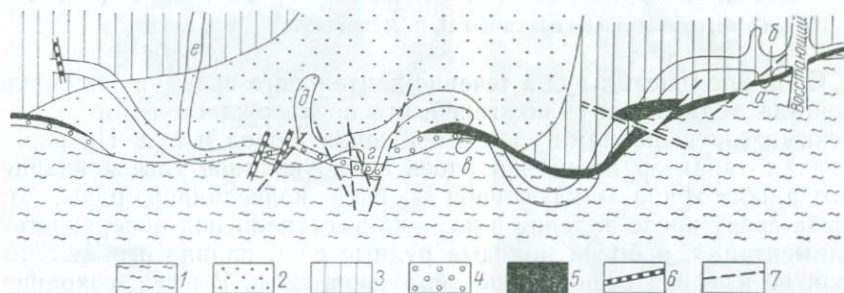


Рис. 37. Участок главного рудного тела Урупского месторождения с характерными соотношениями сплошной медно-цинковой колчеданной руды (5), кремнисто-колчеданной руды (4) и гидротермально измененных пиритизированных пород (3) почвы рудного тела

1 — красные и зеленые кремнистые сланцы; 2 — слабо или совсем не измененные гидротермальными процессами породы почвы; 3 — дайки лампрофира, 7 — тектонические нарушения

литами. На контактах нет образований, которые можно было бы принять за переходные от кремнисто-колчеданных руд к туфоалевролитам. Отсутствие в кремнистых рудах обломочных включений, обычно распространенных в туфоалевролитах и в слоях колчеданных руд, выделяет их в особую группу осадочных образований.

В табл. 4 приведены химанализы образцов кремнистых руд из кровли рудного тела (обр. 2) и из переслоя с туфосланцами (обр. 1). Оба характеризуются незначительным содержанием глинозема и других компонентов и высоким (до 95%) количеством окиси кремния. Среди нормальных туфогенно-осадочных пород Урупского месторождения отсутствуют аналоги кремнистых руд. В наиболее близких к ним красных и зеленых кремнистых туфосланцах содержание глинозема, как правило, не ниже 5—6%. Результаты химического анализа кремнисто-колчеданных руд свидетельствуют о несущественной роли кластической седиментации при их накоплении. В ином случае эти образования содержали бы большое количество глинозема. Поскольку обломочный материал

составляет значительную долю в туфосланцах и слоях седиментных колчеданных руд, можно сделать вывод о том, что слои и линзы кремнистых руд как бы избегли примеси этого материала, благодаря высокой скорости и особым условиям накопления.

Таблица 4

Химический состав силикатного базиса кремнисто-колчеданных руд
Урупского месторождения, вес. %

% обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	R ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
1	94,78	0,01	0,70	1,92	1,74	0,27	0,20	—	0,03	0,27	0,74
2	92,01	0,05	0,60	1,13	2,94	0,30	—	0,35	0,23	1,52	0,36

Примечание. Анализы выполнены И. В. Малютиной.

Слои кремнистых руд в течение длительного времени сохраняли свойства подвижных силикагелей, что подтверждается морфологическими соотношениями их и вмещающих пород и руд. На рис. 8 показан характер изгибания слоев около крупной глыбы кварцевого альбитофира, заключенной в слое колчеданной руды. Эта глыба сразу после падения в ил явно выступала над поверхностью седиментации, и более молодые рудные слои плавно огибают выступ, не изменяя существенно своей мощности. Выступ, сохранившийся в рельефе и после отложения руд, был совершенно сnivelирован только после отложения слоя кремнисто-колчеданной руды. Нижняя поверхность этого слоя извилистая, верхняя строго горизонтальная. Аналогичный случай приведен на рис. 61. Здесь, несмотря на резкие колебания мощности слоя кремнистой руды, его верхний контакт представляет собой строго сnivelированную параллельную слоистости поверхность. Эти и другие подобные примеры свидетельствуют о том, что кремнистые руды отличались от других осадков более высокой способностью к течению.

Среди тел кремнистых руд имеются дифференцированные пласты и линзы, которые содержат обособления сплошных сульфидных агрегатов в виде линз и невыдержанных прослоев в почве тел. Граница сульфидного и кремнистого дифференциатов отчетливая. Но в кремнистом агрегате в зоне мощностью до 5 мм обычно имеется неравномерно рассеянная сыпь мелких (0,01 мм) зерен пирита и халькопирита. Количественное отношение сульфиды: кварц внутри сульфидных агрегатов изменчиво — от 3:1 в основании до 1:1 в ее верхней части. Сульфиды, представленные почти исключительно пиритом и халькопиритом в отношении 1:1, образуют разнообразные зернистые и колломорфные срастания друг с другом. Характерно, что в нижней части тел сульфидный агрегат образует непрерывную узловатую ткань, а в верхней части сульфиды, как правило, обособлены в кремнеземе в виде неправильных гнездообразных скоплений размером около 1 мм.

В рассматриваемых рудах развиты метаколлоидные и мелкокристаллические типы сростаний, в которых размер кристаллических индивидов пирита и марказита обычно не превышает 20 микрон. Базисом руды служит агрегат халькопирита, в котором заключены колломорфные концентрические выделения дисульфида (рис. 38, б). Наряду с этими выделениями широко развиты мелкокристаллические гипидноморфнозернистые агрегаты пирита и халькопирита, а также марказита и халькопирита. Хорошая сохранность колломорфных выделений и отчетливые ограничения мелких кристаллов дисульфидов железа указывают на то, что эти включения в халькопирите не являются реликтовыми. Учитывая

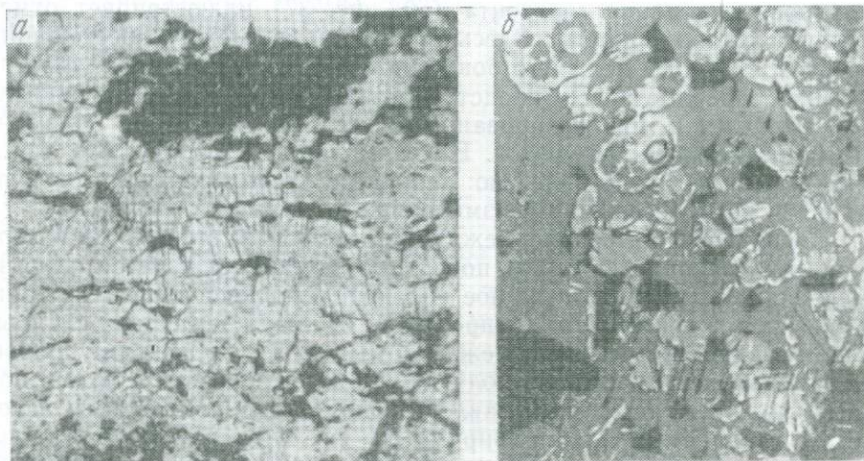


Рис. 38. *a* — кремнисто-колчеданная руда. В агрегате кварца (светлое) видны неправильные скопления сульфидов (черное), от которых ответвляются тонкие короткие апофизы. Прозрачный шлиф, увел. 16. *б* — колломорфные выделения дисульфида железа (светлое) в агрегате халькопирита (серое). Черное — кварцевый агрегат. Полированный шлиф, увел. 100. Урупское месторождение

гораздо более высокую способность халькопирита к переотложению и перекристаллизации, структурные типы выделений дисульфида отображают более раннюю стадию перекристаллизации первичной смеси сульфидов.

Сульфидные агрегаты участвуют также в структурах синерезиса, которому подвергся кремнистый агрегат рассматриваемых руд. Эти типы сульфидных выделений (рис. 38, *a*) состоят из продолговатых резко очерченных ядер сплошного агрегата халькопирита, пирита и борнита, от которых радиально ответвляются тонкие (до 0,005 мм) жилки («септарии») тех же сульфидов. Местами сульфиды концентрируются в виде радиальных полосок вокруг изометричных гнезд крупнозернистого кварца среди гелевидного криптокристаллического кремнисто-гематитового агрегата. Эта

форма выделения сульфидов подтверждает, что первично кремнисто-колчеданные руды представляли собой сложные гидратированные гелевидные образования, в которых длительно развивались штокверковые текстуры, а также структуры, связанные с синерезисом первичного осадка.

На фациальной схеме Урупского месторождения (см. рис. 1) отображена зависимость между распределением кремнисто-колчеданных руд и характером гидротермальных изменений пород почвы. В тех участках, где основное рудное тело подстилается гидротермально не измененными породами (кремнистыми сланцами, альбитофирами, туфопесчаниками и др.), почти всегда в его составе главную роль играют кремнисто-колчеданные руды. Выкопировка из плана горизонта (см. рис. 37) иллюстрирует отмеченную закономерность. Здесь в интервале между восстающим и ортом *в* породы лежачего бока рудного тела интенсивно гидротермально переработаны и представлены окварцованными, серицитизированными и пиритизированными альбитофирами и обломочными осадочными породами. На этом участке рудное тело представлено пластовой залежью сплошных медноколчеданных руд, кровлей которой служат неизмененные кремнистые сланцы.

Западнее, в интервале между ортами *в* и *е*, степень гидротермальной переработки пород почвы значительно снижается или изменения отсутствуют и рудное тело представлено линзой кремнистой руды. Кровлей тела по-прежнему служат кремнистые сланцы. Еще западнее в интервале между ортами *д* и *е* происходит полное выклинивание и кремнисто-колчеданной руды. Именно в орте *е* породы лежачего бока представлены фиолетовыми, бурыми и зелеными кварцевыми альбитофирами и их туфами без признаков гидротермальной переработки. Западнее породы лежачего бока вновь гидротермально изменены и здесь вновь появляются кремнисто-колчеданные руды, а затем и сплошные колчеданные руды.

Геологические и структурно-минералогические особенности кремнисто-колчеданных руд показывают, что генетически они неразрывно связаны с согласными пластовыми телами сплошных колчеданных руд. Они представляют собой вулканогенно-осадочные образования, возникшие в процессе осаждения существенно кремнистого гидрогеля вокруг выходов гидротермальных вулканических растворов.

Фациальная схема (см. рис. 1), отображая тесную взаимосвязь кремнистых и сплошных колчеданных руд, в то же время свидетельствует об отчетливом сдвиге их друг относительно друга в пространстве. Этот сдвиг проявился двояко: в разрезе и по простиранию. В разрезе кремнистые руды наиболее часто залегают в кровле обычных рудных тел и, таким образом, являются кремнисто-рудными отложениями заключительной стадии накопления рудной залежи. Величина смещения по простиранию измеряется первыми десятками метров. Это указывает, что смена сплошных колчеданных руд кремнистыми по простиранию происходила

на фоне последовательной, но довольно резкой смены физико-химической обстановки отложения руд. Поскольку гидротермальные растворы вокруг подводных источников рассеивались в поверхностной водной толще, изменчивость обстановки выражалась прежде всего в снижении концентрации компонентов и как следствие в нейтрализации растворов и в снижении их температуры. Именно эти два фактора, по наблюдениям С. И. Набоко (1959) над термальными источниками Камчатки и Курильских островов, играют главную роль при отложении гидрокремнистых осадков (гейзеритов). На рис. 39 показана зависимость содержания H_2SiO_3 в воде от кислотности — щелочности и температуры. Исходя из этих графиков, нейтрализация и падение температуры приводят к резкому пересыщению растворов кремнекислотой и выпадению гидрогеля кремнезема.

Как было отмечено, линзы и пласты кремнисто-колчеданных руд нередко дифференцированы на две части: нижнюю — сульфидную и верхнюю — кварцевую. Дифференциация проявляется внутри даже небольших линз, где сульфиды скапливаются в углублениях дна в виде тела, по форме подобного материнской линзе. Причина дифференциации, по-видимому, гравитационная. Первично гомогенный кремнисто-сульфидный гелевый осадок мог быть разделен на тяжелую сульфидную и более легкую кремнистую фазы благодаря различным свойствам гелей сульфидов и окиси кремния. Л. М. Лебедев (1965) отметил, что сульфидный гель гидрофобен, имеет короткий период существования и спустя несколько суток после образования раскристаллизовывается. Силикагель, наоборот, гидрофилен и отличается длительной устойчивостью, измеряемой годами и тысячелетиями. В гелевой смеси первым кристаллизуется гель с коротким периодом существования. В данном случае первыми кристаллизовались сульфиды, которые затем избирательно накапливались в донной части пластов и линз кремнисто-колчеданной руды, вытесняя отсюда гель кремнезема.

В заключение отметим, что кремнисто-колчеданные руды отличаются высоким содержанием меди и играют значительную роль в запасах промышленных руд Урупского месторождения.

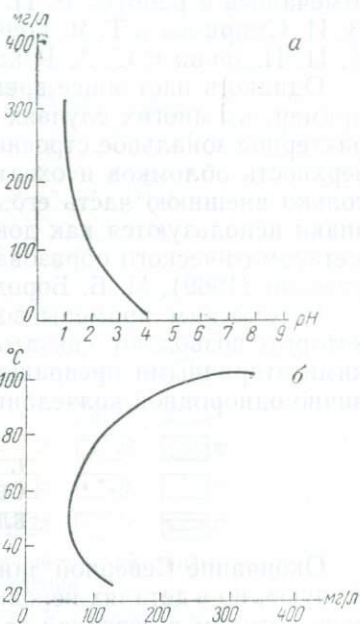


Рис. 39. Зависимость между максимальной концентрацией H_2SiO_3 , pH (а) и температурой (б) в водном растворе. По С. И. Набоко (1959)

Х. ОСАДОЧНО-КЛАСТИЧЕСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ

Гидротермально-осадочные сульфидные месторождения почти всегда имеют ореолы рудных брекчий. Обломки сульфидных руд имеют угловатую и окатанную форму и обнаружены в вулканогенно-осадочных породах почти всех согласно залегающих колчеданных месторождений Южного Урала, Северного Кавказа и других районов. Седиментокластическое происхождение обломочных руд отмечалось в работах В. П. Логинова (1956), И. В. Ленных (1959), В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1959), В. И. Скрипиль (1961), С. Н. Иванова и С. А. Рокачева (1966) и др.

Однако в настоящее время этот вопрос не потерял остроту. Например, во многих случаях обломки колчеданной руды имеют характерное зональное строение. Зональность повторяет внешнюю поверхность обломков и охватывает либо весь объем обломка, либо только внешнюю часть его. Зональность и некоторые другие признаки используются как доказательство гипотезы гидротермально-метасоматического образования обломков, развиваемой Н. В. Петровской (1969), М. Б. Бородаевской (1964) и др.

Рассмотрим примеры зональных обломков колчеданной руды, которые позволяют связать происхождение зональности с глубокими вторичными превращениями седиментогенных обломков первично однородной колчеданной руды.

1. РУДНЫЕ БРЕКЧИИ ФЛАНГОВ СЕВЕРНОЙ КОЛЧЕДАННОЙ ЛИНЗЫ БЛЯВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Окончание Северной линзы на северном фланге имеет в общем «тупую», но в деталях неровную пальцевидную форму (рис. 40). Изучено автором в северной траншее карьера, где рудное тело по падению сменяется грубообломочными брекчиями. Условия залегания брекчий до конца не выяснены. Но в обнаженных участках наблюдается дифференциация материала брекчии по крупности обломков. Среди грубообломочных брекчий выделяются, в частности, отдельные линзовидные блоки с туфогравелитовой структурой. Эти признаки указывают на возможность туфогенно-осадочного образования брекчии.

В составе грубообломочного материала брекчий наблюдаются обломки колчеданной руды, а также обломки различных пород, содержащие вкрапленную медносульфидную, баритовую, ярозитовую и гипсовую минерализацию. Ниже рассматривается внутреннее строение обломков как колчеданной руды, так и минерализованных пород.

Минерализация в обломках пород. Обломочный материал в брекчии имеет довольно пестрый литологический состав, но преобладающую роль играют обломки эффузивных пород кислого со-

става. Размер обломков обычно не превышает 0,5—1 см. Если учесть, что базисом брекчии служит в основном псаммитовый и гравелитовый материал, состоящий из обломочных зерен кварца или мелких кусочков кислой лавы, брекчия в целом может быть определена как брекчия кислого состава. Внутри мелких обломков пород, как и в цементе брекчии, эпигенетическая сульфидная минерализация отсутствует или проявилась в виде местных ореолов вокруг рудных обломков. Сульфатная минерализация, наоборот,

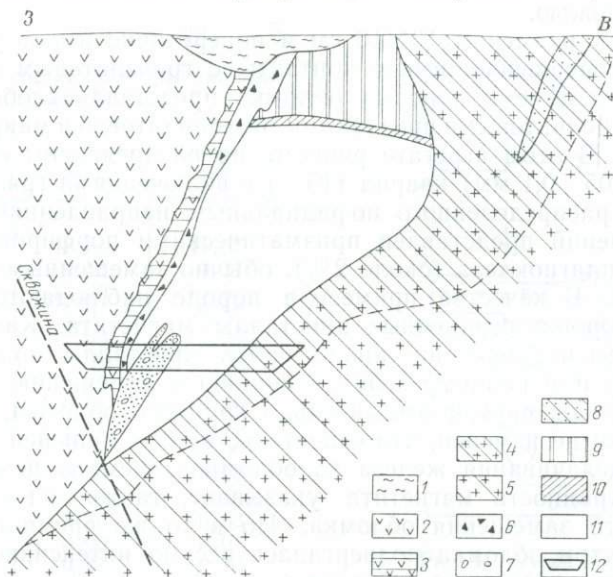


Рис. 40. Поперечный разрез Северной рудной линзы Блявинского месторождения

1 — мезо-кайнозойские глинистые осадки; 2 — диабазы; 3 — аргиллизированные обеленные диабазы; 4 — интенсивно гидротермально измененные кислые породы; 5 — слабо пиритизированные кислые породы; 6 — опало-ярозитовые гематитовые и окровые слоистые осадочные образования с обломками колчеданной руды; 7 — вулканокластические брекчии с обломками различных пород и колчеданной руды; 8 — туфопесчаники; 9 — «железная шляпа», 10 — кремнисто-гипсовая сыпучка; 11 — сплошная медноколчеданная руда; 12 — контуры уступа карьера

развита довольно широко в виде поровых выделений квасцов, гипса, ассоциированных с выделениями опала, а также в виде алунита и ярозита, замещающих отдельные обломки пород.

В качестве примеси в цементе брекчии наблюдаются обломочные зерна титаномагнетита с характерными структурами распада твердого раствора. Во многих случаях эти зерна замещены лейкоксеном. Но сам по себе факт сохранности некоторых зерен титаномагнетита указывает, что ни в какие периоды своего существования рассматриваемые брекчии не подвергались интенсивному воздействию сульфидных растворов.

Самые крупные обломки пород достигают 10 см в диаметре. Они имеют изометричную общую форму, но в деталях поверхность нередко угловатая. Эпигенетическая минерализация, проявившаяся в частичном замещении баритом, иногда опалом и ярозитом, развивается внутри этих обломков в виде концентрических зон, форма которых подчинена форме обломков. В качестве примера рассмотрим внутреннее строение одного из обломков основного эффузива, взятого из брекчии в трех метрах от ее контакта с колчеданной залежью.

Обломок размером 10×10 см в поперечнике имеет угловатую форму и совершенно резкие контакты с гравелитовым цементом. Базис (75% объема породы) обломка представляет собой агрегат хлорита с реликтовыми признаками гиалопилитовой и микролитовой структуры. В этом агрегате равномерно распределены сферолиты (размер 0,05—0,1 мм) кварца (15%) с включениями грязно-серого вещества, распределенного по радиальным направлениям. Другой тип включений представлен призматическими порфиrowыми кристаллами плагиоклаза (около 2%), обычно замещенными кварцем и баритом. В качестве примеси в породе наблюдаются мелкие (0,1 м) хорошо ограненные кристаллы магнетита. Как отмечалось, в цементе брекчии аналогичные кристаллы подвергались частичному или полному выщелачиванию и замещению лейкоксером. Здесь же, внутри относительно крупного обломка, магнетит практически не изменен, что свидетельствует о меньшей интенсивности выщелачивания железа из обломков, чем из цемента. Хорошая сохранность магнетита указывает также на отсутствие сульфидного замещения обломка. Но в то же время описанная порода внутри обломка подвергалась весьма интенсивному метасоматическому замещению баритом.

В распределении барита отчетливо выражена концентрическая зональность. Во внешней зоне обломка (мощность 2,5 см) количество барита не превышает 2—3% объема или же барит отсутствует. Во внутренней части количество барита составляет примерно 10 и местами до 20% объема. Баритизированное ядро обломка имеет сфероидальную форму, его радиус равен примерно 2 см. Граница между ядром и слабо баритизированной внешней зоной неровная и неотчетливая.

Барит образует неправильные призматические зернистые гнезда размером 5 мм. Внутри гнезд имеются реликтовые включения породы, причем реликты представлены наиболее стойкими к замещению сферолитами кварца. Вдоль внешних границ баритовых выделений существенно хлоритовый базис претерпевает характерное замещение мелкозернистым гематитом. Особенно интенсивно и иногда полностью гематитизированы отмеченные реликтовые включения породы в гнездах барита. Незначительная часть барита представлена призматическими псевдоморфозами по порфиrowым кристаллам плагиоклаза. В обломке также наблюдаются редкие трещинные выделения барита. Интересно, что в зальбандах этих

жилок порода окварцована и в слабой степени гематизирована.

В табл. 5 приведены анализы внутренней и внешней зон описанного обломка. Содержание окиси бария в пробе из внутренней зоны в четыре раза превышает таковое во внешней зоне. При изменении обломка из внутренней зоны происходил вынос небольших количеств алюминия, железа, магния, щелочей (рис. 41).

Таблица 5

Химический состав обломка диабаза, вес. %

Компоненты	Внутренняя зона	Внешняя зона
SiO ₂	46,34	44,57
TiO ₂	0,56	0,37
Al ₂ O ₃	14,20	16,52
Fe ₂ O ₃	5,0	6,57
FeO	11,03	11,93
MnO	0,065	0,070
MgO	5,27	5,90
CaO	0,31	0,20
Na ₂ O	1,11	1,41
K ₂ O	Сл.	0,00
P ₂ O ₅	0,36	0,27
BaO	6,48	1,49
S общая	1,26	0,63
SuO	0,00	0,01
CO ₂	0,47	0,13
П. п. п.	8,82	10,24
Сумма	101,27	100,41

Примечание. Анализы выполнены И. В. Малютиной.

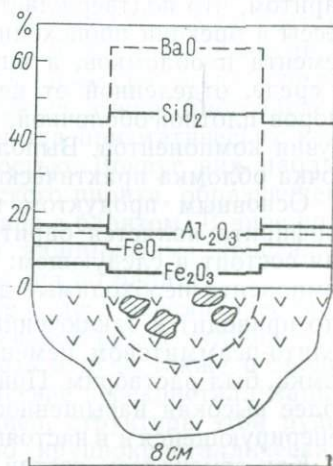


Рис. 41. Схема зональности обломка диабаза в вулканокластической брекчии. Центральная область обломка более насыщена баритом. График содержания окиси бария отображает данные табл. 5

Описанная зональность позволяет сделать заключение о геохимическом профиле процесса изменения обломка диабаза. Сохранившиеся первичные структуры породы (сферолитовая, порфирировая, микролитовая) указывают на отсутствие какой-либо тектонической препарации обломка, предшествовавшей замещению. Общий механизм замещения обломка следует рассматривать как диффузионный метасоматоз, с привнесом и выносом компонентов сквозь тончайшую систему пор. Характерно, что зона активного метасоматического замещения находилась в ядре обломка. Таким образом, внешняя зона обломка, сквозь которую неизбежно происходила диффузия компонентов, выщелачивавшихся из ядра и привнесившихся извне, была практически инертной к воздействию растворов, фильтровавшихся в цементе брекчии. Этот факт приобретает особенный

интерес, если учесть, что в ядре и внешней зоне порода не имела никаких отличий.

Рассматривая обломок и фильтрующиеся в цементе поровые растворы как две взаимодействующие физико-химические системы необходимо признать, что описанная зональность причинно связана с размерностью обломка. Зональность выражена как градиент содержания барита, возрастающий по радиусу от края к центру обломка. Внешняя зона толщиной около 2,5 см практически небаритизирована. Мелкие обломки брекчии обычно также не замещены баритом, что подтверждает идею о том, что метасоматические процессы в брекчии происходили наиболее результативно не на границе цемента и обломков, а внутри довольно крупных обломков, т. е. в среде, отделенной от цемента с интенсивной фильтрацией растворов плотной оболочкой, сквозь которую происходила только диффузия компонентов. Выполняя роль диафрагмы, эта внешняя оболочка обломка практически не реагировала с растворами.

Основным продуктом метасоматического замещения обломка порфирита является барит. Химическая сторона процесса замещения состоит в следующем: в обломок приносились и отлагались оба компонента необходимые для баритизации, а именно Ba^{2+} и SO_4^{2-} . Это приводит к заключению, что барит в поровых растворах в гравелито-псаммитовом цементе брекчии, как и во внешней зоне обломка, был растворим. Причиной растворимости барита могла быть более высокая насыщенность растворов серной кислотой, обильно генерирующейся и в настоящее время при окислении рудной залежи.

Как отмечалось, состав обломков не имел решающего значения для образования зональности. Обломок в целом представляет собой образование, резко отличное от цементирующего материала своей плотностью. Вследствие высокой плотности движение компонентов сквозь обломок могло идти только диффузионным путем, несравненно более медленным, чем фильтрация раствора в пористом цементе. Вследствие этого концентрация серной кислоты в цементе брекчии будет довольно высокой и практически равной концентрации в растворах на выходе из рудного тела.

Замедленное диффузионное перемещение кислотных компонентов внутри обломков и их одновременное хотя и медленное взаимодействие с породой будет обеспечивать в конечном итоге более низкую кислотность порового раствора внутри обломков. Нейтрализация серной кислоты может быть вызвана разложением хлорита и плагиоклаза и переходом при этом в раствор натрия, магния и кальция. Это в свою очередь благоприятствовало отложению сульфата бария.

Обломки колчеданной руды. Обломки колчеданной руды особенно многочисленны непосредственно на контакте рассматриваемой брекчии с рудной залежью. Контакт этот хотя и совершенно резкий, но весьма извилистый, напоминающий абразивную поверхность. Это впечатление еще более усиливается и тем, что непосредственно у контакта обломки имеют наибольшие размеры — 0,3—

0,5 м, тогда как в нескольких метрах от контакта размер обломков обычно не превышает 10 см в диаметре.

Изучение разрезов крупных обломков около контакта с рудной залежью показало следующее. Обломки представлены сплошными серноколчеданными рудами, в которых широко развиты зернистые сравнительно крупнокристаллические и колломорфные почковидные структуры. В этих рудах обычно отсутствуют землястые мельниковитовые агрегаты.

Одним из главных минеральных компонентов рудных обломков является барит, выполняющий около 30% объема. Барит более или менее равномерно распределен в виде неправильных гнезд, состоящих из призматических кристаллов, а также в виде крупных неправильных зерен, образующих пойкилитовые сростания с пиритом. В последнем случае пирит наблюдается в виде многочисленных реликтовых включений в барите. Гнезда призматических кристаллов отличаются большей однородностью. Вокруг них наблюдаются каймы более крупнокристаллического пирита, образующего щетку идиоморфных кристаллов на границе с баритом. В виде примеси в выделениях барита отмечаются идиоморфные кристаллы кварца, развивающиеся как новообразования по бариту.

По минеральному составу и структуре руда в рассматриваемых крупных обломках вполне сходна с массивной рудой рудного тела на границе с брекчией. Дисульфид железа в руде также в значительной степени замещен баритом. Вследствие перекристаллизации, протекавшей одновременно с баритизацией, структура этой руды, как и руды в обломках, сравнительно крупнокристаллическая, а землястые выделения дисульфида отсутствуют. Важно отметить, что баритизации в брекчиях были подвержены обломки как сплошные серноколчеданные руды, так и эффузивных пород. Это указывает на независимость баритового метасоматоза от состава обломков.

Рудные обломки, наблюдающиеся на удалении в 10 и более метров от контакта с колчеданной залежью, обычно имеют отчетливое зональное строение (рис. 42). Размер этих обломков преимущественно 5—10 см в поперечнике. В поперечном разрезе отчетливо выражена внешняя существенно сульфидная зона, занимающая примерно половину радиуса обломка, и внутреннее кварц-сульфидное ядро, в составе которого сульфиды играют подчиненную роль (10—20% объема).

При первом ознакомлении с разрезом этих обломков возникает объяснение зональности, исходящее из предположения об избирательном сульфидном замещении обломков пород, находящихся в брекчии, что ранее и высказывалось Г. В. Ручкиным и В. М. Михайловым (1967). Исходя из этой гипотезы, внешнюю более сульфидную зону необходимо рассматривать как результат более интенсивной сульфидизации, ядро же — как менее замещенную часть обломка. Однако этому объяснению противоречит следующее: ядро зональных обломков представлено не реликтами первичной

породы, а агрегатом жильных минералов, несущим в себе признаки многостадийного выщелачивания одних и отложения других минералов. Таким образом, причину образования зональности нельзя сводить к высказанному предположению. Рассмотрим важнейшие особенности строения зональных обломков, иллюстрирующие этот вывод автора.

Внешняя существенно сульфидная зона обломков представляет собой агрегат кремнезема, пирита (около 50%), халькозина, борнита (в сумме до 20%). Зерна пирита, погруженные в кремнистый

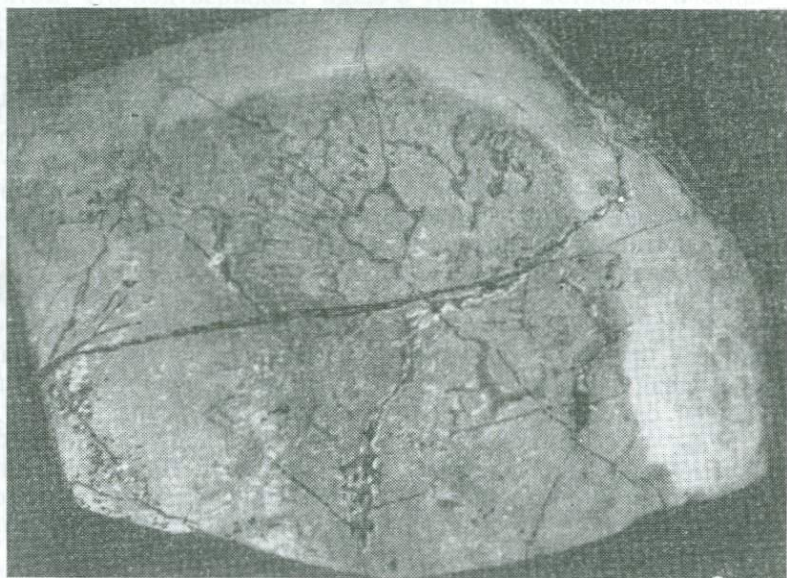


Рис. 42. Участок зонального обломка колчеданной руды. Светлая полоса — внешняя сплошная сульфидная зона. В центре — кремнисто-сульфидный агрегат с сеткой неправильных обособлений однородного кварца (серое), имеющих форму трещин синерезиса. Полированный обр., нат. вел. Блявинское месторождение

цемент, имеют весьма неправильную форму, характерную для зерен, подвергшихся выщелачиванию. Их размер колеблется от 0,005 до 0,1 мм. Сульфиды меди представляют собой явно наложенную на пирит минерализацию. Их выделения обычно имеют вид секрционных заполнений, окруженных гребенчатыми каемками пирита и марказита. Наружный контакт рассматриваемой зоны обломков с цементом брекчии совершенно резкий. Но вдоль него в цементе обычно содержатся неправильные агрегаты халькозина, метасоматически замещающие цемент, в том числе и обломки кварца в нем. Ширина ореолов халькозина обычно не превышает 5 мм. На поверхности рудных обломков в отдельных участках имеется кайма

регенерированных кристаллов пирита, обращенных правильными ограничениями в сторону цемента брекчии.

Центральное менее сульфидное ядро обломков отчетливо обособливается от внешней зоны прежде всего своей совершенно иной текстурой. Основу текстурного узора образует сеть минерализованных трещин усыхания, разбивающих ядро на мелкие неправильные полигональные и изометричные блоки (см. рис. 42). Трещины усыхания, наиболее развитые и широко приоткрытые в центре обломков, гасятся у наружной сульфидной зоны, которая характеризуется однородным массивным сложением.

Полигональные и изометричные блоки в ядре обломков состоят из агрегата халцедона, кварца и мелкодиспергированного дисульфида. Количество последнего обычно не превышает 10% объема, что в несколько раз меньше, чем в наружной зоне обломков. Весьма мелкозернистые выделения дисульфида нередко концентрируются в виде сфероидальных и колломорфных скоплений. Эти сростания особенно активно развиваются около трещин усыхания, выполненных преимущественно кварцем и опалом. Непосредственно на границе блоков и оконтуривающих их трещин усыхания выделяются тонкие корки пирита и халькопирита с почковидной колломорфной и гребенчатой структурами. В этих же внешних участках блоков развиты реликтовые призматические структуры. Призмы размером до 1—2 мм по удлинению, заполненные в настоящее время мелкозернистым агрегатом кварца с примесью опала, дисульфида и халькозина, оторочены тончайшими полосками сульфидов. Эти полоски всегда служат границей призм-псевдоморфоз и однородных агрегатов кварца и опала, выделившихся в трещинах усыхания.

Отчетливая зависимость в размещении призматических структур от трещин усыхания указывает, что эти структуры, как и трещины, представляют собой выделения, связанные с одной из промежуточных стадий преобразования ядра обломков. Как отмечалось, трещины усыхания выполнены главным образом микрокрупнокристаллическим агрегатом кварца с примесью опала. Основание щеток кварца представлено корками дисульфида, относящимися к самым ранним выделениям в полостях усыхания. В мелких секреторных полостях внутри агрегата кварца и опала часто выделяются халькозин, ковеллин и халькопирит, образующие наиболее позднюю ассоциацию минералов.

Сравнительно широко распространены в ядрах рудных обломков реликтовые ящичные текстуры выщелачивания. Они представлены различно ориентированными полосками (0,5—1 мм) мелкозернистого кварца с примесью рассеянного пирита. Симметрично на обеих стенках полосок нарастают друзы правильных кристаллов пирита. Угловатые ячейки между перекрещивающимися полосками представляют собой секреты, выполненные кварцем и опалом.

В итоге характеристики структуры ядра обломков отметим широкое развитие здесь структуры выполнения полостей. Полости

представлены как трещинами усыхания, так и пустотами выщелачивания. Трещины усыхания свидетельствуют о том, что на одном из ранних этапов формирования ядро представляло собой гомогенизированную и гидратированную гелевую массу. Наблюдаемые призматические крустификационные колломорфные и другие срастания минералов являются наложившимися уже после образования трещин усыхания и литификации ядра. При этом устанавливается определенная последовательность выполнения полостей (от ранних к поздним выделениям): призматические кристаллы неизвестного минерала, пирит, кварц+опал, халькозин+ковеллин+борнит+халькопирит.

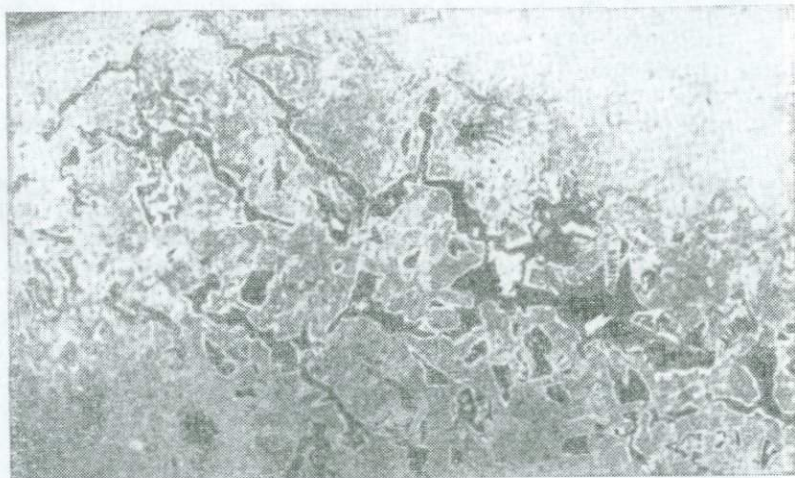


Рис. 43. Область перехода между внешней сплошной сульфидной зоной (белое) и центральным кремнисто-сульфидным полем рудного обломка (см. рис. 42). Черное — однородные кварцевые агрегаты. Полированный шлиф, увел. 60. Блявинское месторождение

Для выявления условий образования зональной структуры обломков определенное значение имеет строение контакта между ядром и внешней сульфидной зоной. Этот контакт сравнительно резкий (рис. 42, 43), причем трещины усыхания, как правило, не прослеживаются в сульфидной зоне. Но при более детальном рассмотрении контакта картина иная. В зоне контакта происходит отторжение в область ядра мелких блочков сульфидной руды внешней оболочки обломка. Это отторжение вызывается проникновением трещинок усыхания в оболочку. В рассматриваемом примере проникновение их произошло вплоть до контакта обломка с цементом брекчии.

Отторженные кусочки приобретают и некоторые структурно-минералогические отличия от внешней оболочки. Они, в частности,

менее насыщены сульфидами, вдоль их внешних границ образуются каймы дисульфида железа и халькозина. Приведенный пример указывает на явную тенденцию прогрессивного разрастания внутреннего ядра обломков за счет их внешней сплошной сульфидной оболочки.

В образовании ядра выделяется два периода. Формированию описанных наблюдаемых структурных соотношений минералов предшествовало гидратированное гелевидное состояние ядра. Это подтверждается наличием системы трещин усыхания, избирательно развитых в ядре. Данные трещины контролировали образование позднего поколения крупнозернистых минеральных агрегатов.

Каждая из двух гипотез о происхождении зональных рудных обломков — метасоматическая и седиментационная — исходит из того, что первично обломки были однородными образованиями — либо колчеданной рудой, либо породой. Таким образом, процесс образования зональности должен обязательно включать в себя избирательную гелефикацию центральной части обломков.

Рассматривая зональные рудные обломки изолированно от окружающего цемента и его изменений, автор приходит к выводу, что описанную зональность нельзя рассматривать как аргументацию какой-либо одной из отмеченных гипотез происхождения обломков. В процессе гелефикации ядро обломков любого состава могло быть совершенно преобразовано и могло утратить черты первичного строения. Даже четко наблюдаемое частичное развитие ядра за счет внешней сульфидной зоны (см. рис. 42) трудно использовать для подтверждения седиментационного происхождения рудных обломков. Дело в том, что гелефикация ядра могла быть более поздней, чем замещение сульфидами внешней части обломков породы.

Чтобы отдать предпочтение одной из гипотез происхождения зональных рудных обломков, необходимо учитывать особенности эпигенетических изменений брекчии в целом. Интенсивность гидротермальных изменений пород лежащего бока Северной линзы характеризуется высокой насыщенностью жильной и вкрапленной сульфидной, преимущественно пиритной, минерализацией. В разрезах образцов гидротермалитов жилки сульфидов обнаруживаются почти на каждом квадратном сантиметре. Аналогичная сульфидная минерализация в описанной брекчии отсутствует. Только вокруг рудных обломков имеются ореолы вторичных сульфидов меди, а также регенерационные очень редкие выделения пирита. Основной тип минерализации в брекчии сульфатный.

Учитывая эти данные, следует исключить гипотезу метасоматического происхождения зональных обломков. Эта гипотеза предполагает избирательное, но интенсивное замещение обломков пород колчеданной рудой.

Наиболее вероятно седиментационное происхождение обломков. Их зональность с этой точки зрения объясняется избирательным

изменением внутреннего ядра под влиянием кислых растворов, фильтровавшихся в цемент. Причина зонального преобразования рудных обломков, по-видимому, та же, что и причина зональной баритизации обломков пород.

2. РУДНЫЕ ОБЛОМКИ В ПОРОДАХ КРОВЛИ СЕВЕРНОЙ КОЛЧЕДАННОЙ ЛИНЗЫ БЛЯВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описание обломков. Угловатые и округленные сульфидные обломковидные обособления (размером 5—20 см в поперечнике) наблюдаются в линзовидных телах красных кремнистых и глинистых пород, в непосредственной близости от контакта с рудным телом (см. рис. 40). Не встречено никаких сульфидных жилок, связующих обособления друг с другом или с рудным телом. В этой брекчии отсутствуют обломки пород, и брекчия в целом носит характер базального слоя, залегающего в кровле колчеданной линзы. По внутреннему строению и составу обломки представляют собой колчеданную руду, подвергшуюся в различной степени выщелачиванию и окремнению. Многие обломки имеют признаки окисления в виде гематитовых зональных корочек.

При более детальном рассмотрении окисленные обломки характеризуются несколько иными минеральным составом и внутренней структурой, чем обычная колчеданная руда. В обломках отсутствуют или редки сульфиды меди. Количество дисульфида железа снижается до 20%, а главную роль играет кварц (до 80%). Внутренняя текстура окисленных обломков колломорфная. Тонкополосчатые колломорфные срастания в общем образуют концентрический узор, повторяющий внешние границы обломков. Являются ли эти обособления реликтами обломков обычной колчеданной руды, подвергшейся глубоким диагенетическим изменениям в красных пелитоморфных осадках кровли рудного тела, или они представляют собой новообразования, например, конкреционного типа?

На рис. 44 показана схема зональности, наблюдаемая во многих частично окисленных крупных (до 20 см в поперечнике) рудных обломках. Внешняя окисленная корка мощностью около 10 мм состоит из трех отчетливо разграниченных зон — внешней гелевидной гематитовой, промежуточной зернистой гематитовой и внутренней колломорфной кварц-гематитовой. Центральная часть обломков выполнена колломорфным пирит-кварцевым и пирит-кварц-гематитовым агрегатом.

Среди колломорфных срастаний центрального поля обломков распространены сфероидальные концентрически-зональные выделения. Дисульфид железа обычно образует небольшое гнездо в центре этих выделений и ряд концентрических зон толщиной около 0,05—0,1 мм каждая. Зоны разбиты трещинами на радиально удлиненные дольки дисульфида. Кварц-гематитовые концентрические полоски внутри сфероидальных и неправильных почек имеют объем

в 3—4 раза больший, чем полосы дисульфида. Количественные соотношения гематита и кварца в полосках близко одинаковы во всех участках обломков и равны 10—20% объема полосок. Гематит представлен однородными по размерам игольчатыми кристаллами (0,01 мм по удлинению), произвольно ориентированными внутри полосок. Отсутствие ориентировки иголочек, соподчиненной с формой и зональностью почек, объясняется образованием их в процессе раскристаллизации гелевидной смеси кремнезема и окислов железа после дифференциации рудного агрегата в целом на полоски дисульфида, с одной стороны, и кварца и гематита, с другой.

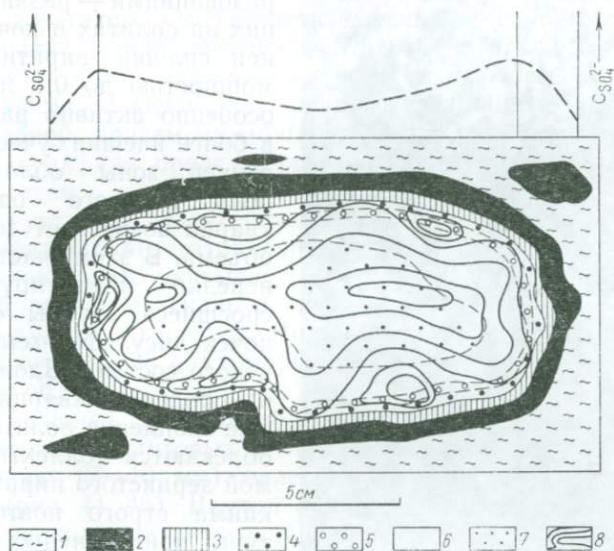


Рис. 44. Зарисовка зонального обломка колчеданной руды в кремнисто-язрорито-гематитовой породе (1)

2 — компактный гематит (зона 2); 3 — зона псевдоморфоз гематита по идиоморфным кристаллам пирита (зона 2), 4, 5, 6, 7 — однородное по колломорфному рисунку кремнисто-сульфидно-гематитовое поле обломка; 4 и 5 — зоны новейших гипергенных изменений обломка (зона 3), 4 — подзона полного замещения дисульфида гематитом, 5 — подзона, состоящая из цепочки кубических кристаллов пирита, 6 — дисульфид-кварцевый колломорфный агрегат, 7 — дисульфид-гематит-кварцевый колломорфный агрегат; 8 — схема колломорфной зональности. Блявинское месторождение

Отсутствие каких-либо структур пересечения, как и сравнительно постоянное количественное соотношение дисульфида железа и кварц-гематитового материала, в почках объясняется скорее всего образованием тонкой полосчатости в процессе распада первично гомогенной гелевой смеси дисульфида, гематита и кремнезема.

Само внутреннее поле обломков (рис. 45) представлено агрегатом концентрически-зональных почек, оолитов и неправильных колломорфных выделений пирита (30%), гематита (20%) и кварца (50%). Главную роль играют сфероидальные оолитовидные стяжения диаметром около 1—2 мм. В их распределении отсутствует

какая-либо упорядоченность, подчиненная общей зональности данного обломка. Внутри оолитов и почек наблюдается ритмичное чередование тонких (0,1—0,05 мм) концентрических довольно строго выдержанных по мощности полосок дисульфида железа и кварца с мелкими игольчатыми включениями гематита.



Рис. 45. Внешняя часть обломка колчеданной руды (см. рис. 44). Плотная светло-серая полоса — внешняя зона (1) компактного гематита. Тонкая полосчатая кайма — зона 2. Основное поле снимка занимает зона 3, имеющая тот же реликтовый колломорфный рисунок, что и внутреннее поле обломка (наиболее светлая часть). Полированный обр., увел. 5. Блявинское месторождение

Описанные оолиты и почки отделены друг от друга тонкими пленками однородного кварца. Примечательная особенность границ между этими образованиями — развитие вдоль них на оолитах и почках внешней сплошь пиритной каймы мощностью до 0,1 мм. Каймы особенно активно развиваются в более внешних участках внутренней зоны обломков, где роль порового однородного кварца возрастает до 70—80% объема. В этих участках кварц нередко цементирует тесно сросшиеся группы оолитов и почек дисульфид-гематит-кварцевого состава. Вдоль границы однородного кварца агрегатные скопления оолитов и почек облекаются коллективной каймой зернистого пирита, причем кайма строго повторяет контуры приграничных оолитов и почек.

Несмотря на то, что однородный кварц и каймы пирита являются более поздними образованиями по отношению к оолитам и почкам сложного состава, выделение кварца и пирита происходило без какого-либо предварительного разрушения тонкой колломорфной текстуры ранних кварц-гематит-дисульфидных почек. Поздние пиритные каймы наследовали основные элементы текстуры смешанных агрегатов, хотя и не копировали их в точности.

Во внешней части (шириной 1 см) центральное поле обломков отличается практически полным отсутствием красных окислов же-

леза. Эта часть имеет сложное колломорфное строение и представляет собой агрегат почковидных и сферональных выделений однородного кварца и пирита. Кварца здесь больше, чем во внутренней части (до 70%). Внутренняя граница кварц-пиритной зоны повторяет все характерные изгибы внешней окисленной зоны описываемых обломков. Граница кварц-сульфидной и кварц-гематит-сульфидной (внутренней) зон характеризуется развитием строго согласных полосчатых колломорфных текстур с обеих сторон. Но в то же время в кварц-сульфидной зоне иногда наблюдаются изолированные оолиты и почки кварц-гематит-пиритного состава, представляющие собой реликты с признаками замещения кварц-пиритным агрегатом. Особенности замещения состоит в том, что в колломорфных кварц-гематит-пиритных агрегатах полосы кварц-гематитового состава замещаются полосками однородного кварца. В то же время полосы дисульфида железа наследуются кварц-пиритной зоной, причем их мощность возрастает. Это разрастание полосок дисульфида происходило явно благодаря замещению гематита пиритом.

Для структурных взаимоотношений кварц-пиритного и кварц-гематит-пиритного агрегатов характерно полное отсутствие структур пересечений. Это указывает не столько на близкое одновременное их образование, сколько на сходное физическое состояние кремнисто-рудных агрегатов. Видимо, в один и тот же период имело место развитие колломорфных структур и образование различных зон обломка.

Как отмечалось, каждый обломок сульфидной руды в кремнисто-гематитовых пелитовых отложениях кровли рудной залежи имеет тонкую (7—10 мм) окисленную существенно гематитовую оболочку (рис. 44, 46). Внутри оболочки выделяются три последовательно расположенные концентрические зоны: внешняя — компактного гематита, средняя — крупнокристаллического гематита и зона колломорфного кварц-гематитового агрегата. Каждая из этих зон соответствует определенной стадии в преобразовании рудных обломков.

Общая граница одного из детально изученных обломков с цементирующим красным туффитом представляет собой весьма резкую поверхность, на которой отображены мельчайшие неровности первичной поверхности рудного обломка. Со стороны обломка к этой поверхности прилегает самая внешняя зона окисной корки, выполненная гелевидным колломорфным агрегатом гематита. Она имеет мощность около 5 мм и состоит практически сплошь из скрытокристаллического агрегата красной окиси железа, имеющего колломорфное зональное строение. Зональность прослеживается вполне согласно по отношению к границе обломка. В участках, примыкающих к окружающей породе, в гелевидном гематите наблюдаются гнезда пластинчатых метакристаллов гематита.

Зона гелевидного гематита имеет довольно резкую внутреннюю границу. К этой границе прилегает зона мощностью 2—1,5 км,

выполненная агрегатом кристаллов гематита преимущественно кубической формы, чуждой естественной форме этого минерала. Количество гематита составляет здесь около 75% объема. Второстепенную роль играет кварц. Как показывает изучение более внутренних зон окисленной оболочки, кубические кристаллы гематита представляют собой псевдоморфозы по кристаллам пирита. Различные стадии псевдоморфного замещения идиоморфных кристаллов пирита гематитом наблюдаются на границе зоны окисления с внутренними сульфидными зонами обломка.

Однако в рассматриваемой второй зоне количество гематита в три раза выше, чем в более внутренних. Таким образом, в то время, когда шло образование второй зоны, обломок был представлен рудой, совершенно отличной от современной. В ее составе име-

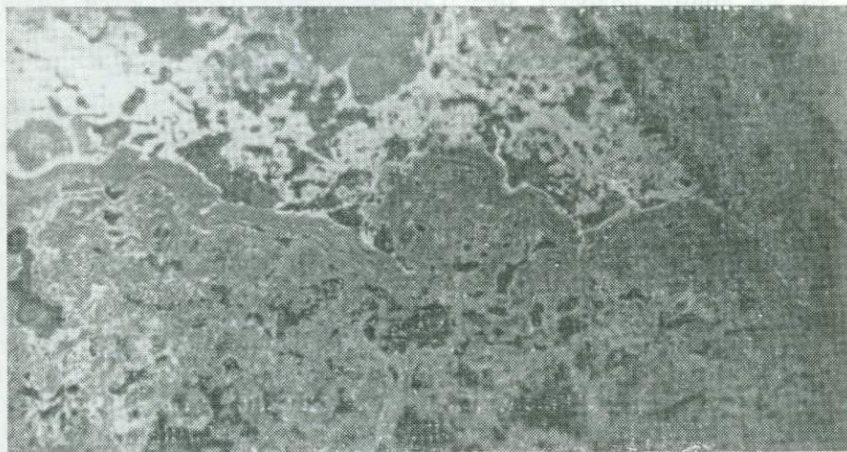


Рис. 46. Внутреннее колломорфное поле рудного обломка (см. рис. 44). Полированный шлиф, увел. 60. Блявинское месторождение

лось по крайней мере 75% объема пирита. Аналогичное сравнение внутренней окисной зоны с внешней, гелевидной, показывает, что на ранней стадии окисления руда представляла собой скорее всего гелевидный сплошь сульфидный агрегат. Какие-либо псевдоморфозы гематита по кристаллическому пириту, характерные для внутренних зон окисленной корки, здесь отсутствуют.

Внутри третьей зоны окисной корки, граничащей с сульфидно-гематит-кремнистым ядром обломка, выделяется наружная подзона полного замещения дисульфида железа гематитом и внутренняя подзона частичного окисления.

В составе наружной подзоны мощностью 3 мм главную роль играет кварц (70% объема), подчиненную гематит (30%). Структура подзоны отчетливо колломорфная, однако по происхождению

эта структура наследованная, что подтверждается непрерывным продолжением зон колломорфных построек из центрального поля в корку полного окисления, а также наличием многочисленных реликтовых зон кварца с игольчатым гематитом, свойственным внутренним участкам обломка. При прослеживании колломорфных зон из центрального поля обломка к окисленной корке не отмечаются случаи срезания колломорфных зон. Но в то же время зоны колломорфных агрегатов явно подворачиваются параллельно внешней гематитовой корке. Этот факт указывает, что две первые зоны окисной корки образовались в стадию, предшествовавшую формированию наблюдаемой колломорфной структуры. К этому выводу мы приходим и при сравнении состава зон корки окисления. Внутри двух внешних зон отсутствуют, в частности, реликтовые выделения кварца с игольчатыми кристаллами гематита. Таким образом, этот кварц-гематитовый агрегат также сформировался после образования внешних гематитовых зон.

Внутренняя подзона 3 имеет толщину около 2 мм и расположена на границе колломорфной кварц-пиритной зоны с самой внутренней подзоной полного окисления. Подзона обычно представлена прерывистой цепочкой сравнительно крупных (до 1 мм) кубических кристаллов пирита, заключенных в кварце. Интересно, что в полоске, содержащей кристаллы пирита, в отдельных участках утрачивается колломорфное строение и кристаллы пирита как бы наложены на ранние колломорфные зональные выделения. Однако в участках, где полоски кристаллов пирита прерываются или этот пирит развит незначительно, полосчатость колломорфных выделений прослеживается непрерывно из центрального поля в кварц-гематитовые зоны окисной корки.

Для рассматриваемой подзоны кристаллов пирита характерно наличие псевдоморфоз гематита по пириту. Псевдоморфозы наблюдаются на внешней стороне, обращенной к зоне полного окисления. Характерно, что если на внутренней стороне подзоны ясно выражено образование кристаллов пирита за счет частичной переработки колломорфного кварц-сульфидного агрегата, то на внешней эти кристаллы полностью замещены гематитом.

Данные реакционные соотношения, как и строгое положение подзоны кристаллов пирита в виде, в общем, концентрической цепочки на границе кремнисто-сульфидного ядра обломка и зоны полного окисления, отсутствие зависимости в расположении кристаллов относительно колломорфных зон, позволяют прийти к следующему выводу. Цепочка кристаллов представляет собой метастабильную сульфидную подзону, соподчиненную с формированием корки окисления. Видимо, на фронте окисления обломка сульфидной руды создавались условия, благоприятствовавшие частичной собирательной кристаллизации пирита. Позже по мере разрастания корки окисления происходило последовательное замещение идиоморфных кристаллов пирита гематитом и смещение подзоны метакристаллов внутрь обломка. Наиболее отчетливые следы этого

процесса устанавливаются в самой внешней части окисленной корки. Здесь зона 2 (см. рис. 44) представлена агрегатом псевдоморфоз гематита по пириту, тогда как соседняя с нею гематитовая зона 1 имеет резко отличную гелевидную структуру.

Происхождение зональности обломковидных обособлений. Особенности строения окисной корки в описанных обломках заключается в различии внутренней структуры зон, образующих ее. Внутренняя зона 3 (см. рис. 44) наследует современную колломорфную структуру сульфидно-кремнистого агрегата центрального поля обломка. В этой зоне имеются реликтовые полоски кварца с игольчатыми произвольно ориентированными кристаллами гематита. Агрегат кварца и игольчатого гематита является главной составной частью колломорфных сферондальных и неправильных почковидных агрегатов во внутренней части обломков. Внешние зоны 1 и 2 имеют резкие границы как друг с другом, так и с зоной 3 и цементирующим кремнисто-гематитовым пелитом. В то же время они резко отличаются от зоны 3 по составу и структуре: это зоны существенно гематитовые с гелевидной и зернистой структурой; в них отсутствуют выделения кварца с равномерно распределенным игольчатым гематитом. Образование зон 1 и 2 следует связывать с самой ранней стадией окисления обломков, а зоны 3 — с самой поздней.

Разделяя период образования окисной корки на два этапа, которым отвечают совершенно различные по структуре и количественному составу зоны, необходимо считать, что сульфидный агрегат обломков также претерпел глубокие изменения. Первоначально это был скорее всего сплошь сульфидный гелевидный агрегат. В связи с этим самая древняя зона окисления 1 выполнена сплошным гелевидным гематитом. Период времени между образованием зон 1 и 3 в свете этих соображений является периодом выщелачивания сульфидов из внутренней части обломка, а также окремнения руды и одновременно структурного преобразования рудного агрегата.

Две стадии преобразования обломков можно увязать с двумя этапами геологического развития месторождения — доскладчатым и послескладчатым. Факт существования окисленных обломков колчеданной руды в осадочных породах кровли рудной залежи указывает, что первоначальное окисление обломков имело место в момент накопления гематитосодержащих отложений. К этому периоду и следует относить образование внешней гелевидной зоны. После складчатости породы кровли приобрели почти вертикальное падение. Как и заключенные в них рудные обломки, они подвергались воздействию инфильтрующихся нисходящих растворов. Рудные обломки в этих условиях подвергались не столько окислению, сколько выщелачиванию сульфидов и окремнению. Окисление происходило в незначительной степени, и зона сплошного окисления не проникла в обломки глубже 10 мм.

В разрезе современной зоны контакта рудной залежи с основными изверженными породами кровли преобладают алунитизи-

рованные образования. На границе с рудным телом они сменяются высококремнистыми гематитовыми отложениями, а на границе с диабазами полуразложившимися обеленными диабазами. Развитию алунитового метасоматоза способствовало разложение диабаза под влиянием сульфатных слабокислых растворов. Благодаря низкой кислотности исключалось интенсивное выщелачивание окиси алюминия и обеспечивалось растворение и миграция кремнезема и едких щелочей. Однако несмотря на то, что обломки руды заключены в алунитизированных гематитовых пелитах, отложение алунита внутри обломков при выщелачивании сульфидов не наблюдается. Избирательное окварцевание обломков сульфидных руд является проявлением метасоматоза иного типа, обусловленного локальным взаимодействием окисляющих растворов с рудными обломками. Выщелачивание дисульфида железа происходило скорее всего в виде растворимого железного купороса по схеме $\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 3\frac{1}{2}\text{O}_2 = \text{FeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

Внутри обломков создавалась повышенная кислотность, благодаря образованию серной кислоты. Высокая кислотность препятствовала замещению сульфидного агрегата алунитом, но в то же время способствовала избирательному отложению здесь кремнезема. Таким образом, обломочные колчеданные обособления представляли собой «ловушки» для кремнезема, генерировавшегося при гипергенном разложении диабазов кровли рудного тела и мигрировавшего совместно с щелочными компонентами в зоне контакта. Такого рода «ловушки» служили также участки зоны контакта, прилегающие непосредственно к кровле колчеданной залежи, где наблюдаются выщелоченные красные существенно кварц-опал-гематитовые образования, без алунита и ярозита или с незначительной примесью их.

Как отмечалось, при изучении структуры и состава внешних гематитизированных зон обломков выделено два этапа в процессе диагенетического преобразования обломков. В ранний этап преобразования обломки были выполнены сплошной колчеданной рудой, в поздний произошло выщелачивание сульфидов и окремнение обломков. Наиболее молодая зона окисления 3 отделена резкой границей от зон 1 и 2, в то же время наследует структуру уже преобразованной руды. Отсюда следует, что самой поздней стадии окисления предшествовал период окремнения и выщелачивания сульфидов, а также глубокого изменения текстуры и структуры руды.

Одним из интересных явлений, сопровождающих окисление рудных обломков, было возникновение реакционных цепочек крупнокристаллического пирита. Развитие этих цепочек можно представить как последовательную миграцию зоны пирита впереди фронта полного замещения сульфидов гематитом. При прогрессирующем развитии окисления, по кристаллам пирита развиваются псевдоморфозы гематита. Следы этого процесса легко устанавливаются вдоль внутренней границы зоны 3. Это подтверждает, что зона 2,

представляющая собой агрегат псевдоморфоз гематита по пириту, первоначально сформировалась как зона крупнокристаллического пирита на границе телевидной колчеданной руды и самой ранней гематитовой зоны 1.

Рассматриваемая зональность сходна с распространенной мегаскопической зональностью в зоне окисления колчеданных залежей. Здесь на контакте продуктов окисления и первичных сульфидных руд возникает зона так называемой сульфидной сыпучки (Гинзбург, 1957), состоящей из крупных и правильных кристаллов пирита. Образованию этих кристаллов способствовала собирательная перекристаллизация, происходившая одновременно с некоторым выщелачиванием руды.

Возникновение подзоны кристаллического пирита во фронтальной части зоны окисления указывает на изменчивость свойств среды в разрезе зоны окисления. При окислении обломков сульфидной руды в любой момент фронт окисления будет в то же время локальной областью максимальной концентрации сульфатных ионов и повышенной кислотности среды. В разрезе обломков изменение концентрации сульфат-иона схематично изобразится в виде графика (см. рис. 44).

От обоих пиков, условно отображающих максимум концентрации иона SO_4^{2-} непосредственно на фронте окисления дисульфидов, сульфатность будет слабо изменяться во внутренних участках обломка и резко снижаться в цементирующей породе вследствие рассеивания иона SO_4^{2-} или даже его осаждения в виде алунита, ярозита, барита, гипса. Снижение сульфатности будет стимулировать прогрессирующее развитие окисления сульфидных обломков. В то же время некоторое накопление сульфатной серы в поровых растворах внутренних участков обломков согласно принципу Ле Шателье будет оказывать тормозящее влияние на дальнейшее продвижение фронта окисления внутрь обломков. Это влияние равносильно созданию условий устойчивого существования дисульфида железа.

Влияние роста сульфатности на повышение устойчивости сульфидов можно показать также на диаграмме $a_{S^{2-}}$ в координатах $\text{pH} - E_h$ (редокс-потенциал среды). Из диаграммы рис. 65 следует, что рост кислотности при одном и том же значении E_h приводит к росту активности $a_{S^{2-}}$. В связи с этим процесс окисления сульфида при затрудненном оттоке H_2SO_4 может вызвать значительное снижение pH среды и тем самым обеспечить устойчивость пирита. Эта тенденция, возможно, существовала при окислении описанных обломков. Области повышенной кислотности, выделенные на графике рис. 44 пунктиром, отличаются не только образованием подзоны кристаллов пирита, но и замещением колломорфных выделений кварца, пирита и гематита внутренних участков обломков также колломорфным кварц-дисульфидным агрегатом. В этом случае значительное количество гематита подвергалось пиритизации.

3. ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ОБЛОМКОВ СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудные брекчии на Сибайском месторождении наблюдаются преимущественно в виде самостоятельных пластовых тел среди спилитовых туфо- и лавобрекчий, а также в виде невыдержанных по мощности линзовидных скоплений рудных обломков в углублениях кровли залежей сплошных колчеданных руд. Детальное описание рудных брекчий месторождения выполнено С. А. Рокачевым (1966) под руководством С. Н. Иванова. Он приводит ряд данных, доказывающих, что обломки возникли вследствие разрушения колчеданных тел в период эксплозивной вулканической деятельности.

При осмотре обнажений и полированных срезов рудных брекчий привлекает внимание зональное внутреннее строение обломков колчеданной руды. Рисунок этой зональности строго зависит от формы обломков. В наборе неправильных полосок, параллельных контурам обломков, принимают участие полоски марказита, разномзернистого пирита, кварца и хлорита. С. Н. Иванов (1964), а позже и С. А. Рокачев (1966) высказали мнение, что обломки образовались при фрагментации первично структурно гомогенных, возможно, гелевидных колчеданных руд. Окончательная раскристаллизация и консолидация последних происходила после фрагментации и переотложения обломков в седиментокластической брекчии, и возникавшая при этом зональность соответствовала форме рудных обломков.

Для изучения механизма образования зональности рудных обломков автором были отобраны базальные рудные брекчии в кровле рудной залежи 4 (см. рис. 2, г). В этих брекчиях обломки руды, сцементированные существенно хлоритовым осадочным материалом, налегают непосредственно на сплошные руды и являются отторженцами последних. В данном случае можно изучить как изменения на поверхности сплошных руд, так и в отторгнутых обломках, сравнивая их состав и структуру.

На рис. 47 представлен общий вид базальной поверхности рудного тела в тех участках, где мощность рудной брекчии невелика (1 см) или местами обломки колчеданной руды отсутствуют. Эти последние случаи позволяют рассмотреть характер изменения массива сплошной колчеданной руды на границе с перекрывающим существенно хлоритовым с примесью мелкодисперсного черного органического вещества сланцем. Сланец образует невыдержанный по мощности (от 0 до 10 см) слой, выше которого залегают спилитовые брекчии. Хлоритовый сланец выполняет также роль цемента рудной базальной брекчии. Характерно, что в брекчии, и там, где хлоритовый сланец непосредственно налегает на сплошные руды, отсутствуют признаки жильной сульфидной минерализации. Выше же зоны рудной брекчии в сланце отсутствуют вообще какие-либо выделения сульфидов, но наблюдаются пленки

гематита. Наличие гематита и отсутствие сульфидных новообразований позволяет предположить, что в период отложения хлоритового осадка среда воздействовала слабо окисляюще на колчеданную руду, обуславливая частичное выщелачивание сульфидов в виде растворимых сульфатных солей.

Рудное тело на границе с перекрывающим хлоритовым сланцем претерпевает следующие характерные изменения. Непосредственно на контакте имеется корка мощностью 0,5 см зональной колломорфной дисульфидной руды, отличающейся от сплошной руды, залегающей ниже, в два раза меньшим количеством дисульфидов железа и почти полным отсутствием халькопирита. От базальной поверхности в сплошные руды проникают сужающиеся книзу полоски такой же колломорфной руды (см. рис. 47). Эти полоски

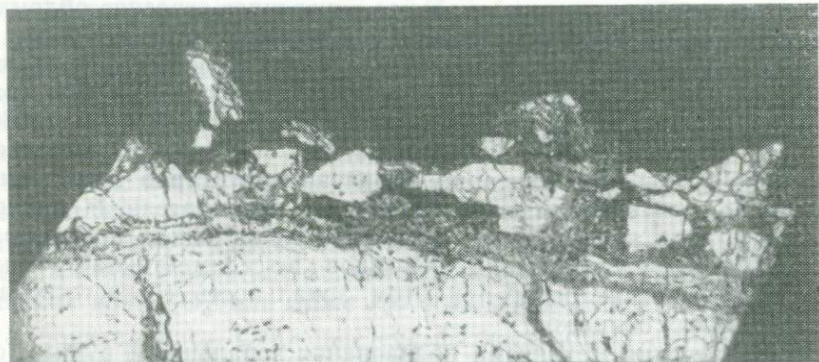


Рис. 47. Базальная брекчия медноколчеданной руды (белое) на контакте рудного тела и хлоритового сланца (черное). Между зоной обломков и однородной рудой выделяется полоса руды полосчатого колломорфного строения. В массив руды от этой полосы отходят вертикальные трещины, около которых руда также имеет колломорфное строение. Нат. вел., полированный обр. Сибайское месторождение

шириной 2—5 мм затухают на глубине 2—7 см. Узорчатое сочетание колломорфных зон разных направлений придает самой верхней части рудного тела характер трещиноватой коры экзогенного изменения.

Нормальная сплошная руда прилегает почти вплотную к колломорфной поверхностной зоне. Она представляет собой структурно и минералогически однородный грубозернистый агрегат пирита и халькопирита с характерной решетчатой и гипидиоморфнозернистой структурой. Халькопирит выполняет тонкие трещины в зернах пирита или цементирует последние.

Контактная зона имеет колломорфное строение и представляет собой чередование тонких (1—0,1 мм) гребенчатых полосок пирита и марказита и полосок нерудного существенно хлоритового агрегата. В контактной зоне и особенно в уходящих в глубь массива сплошных руд вертикальных колломорфных зонах широко развиты

а типа выделений дисульфида — микроконкреции марказита тения «оруденелых бактерий» (рис. 48). Последние обычно нимают непосредственного участия в формировании колло- х зон и обособливаются в виде неравномерно рассеянных итовом агрегате неправильных «колоний» размером около)5 мм или единичных особей.

тветствие между ориентировкой колломорфных зон и ориен- ой контактов блоков сплошных руд у базальной поверх- указывает, что колломорфные структуры имеют вторичное

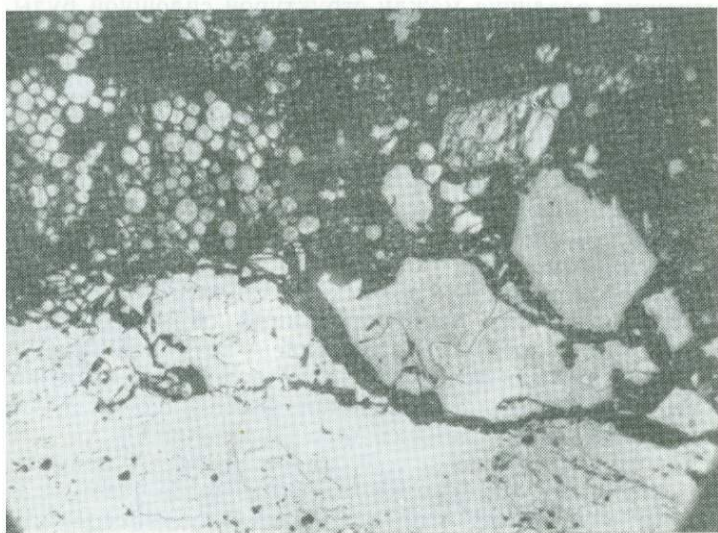


рис. 48. Участок контакта зернистой пирит-халькопиритовой руды (елое) с хлоритовой осадочной породой (черное). Наряду с облом- ми руды в нерудном цементе присутствуют «оруденелые бактерии» руппы глобулей). Полированный шлиф, увел. 100. Сибайское место- рождение

ождение. Они представляют собой результат изменения ых руд на границе с хлоритовым сланцем. Этот вывод сле- акже из сравнения структуры контактной колломорфной и глубже залегающей зернистой руды. Последняя, будучи гым петельчато-коррозионным агрегатом пирита и халько- , на границе с колломорфной зоной изменена следующим м. Из нее на глубину до 0,5 см от контакта избирательно очен халькопирит. Возникшая при этом неправильная сетка и выщелачивания в зернах пирита, как и в межзерновых по- , выполнена однородным хлоритом. Граница выщелоченной и первичной руды с колломорфной оторочкой совершенно , хотя и неровная. Структура тонких полосок пирита и

марказита в колломорфной зоне отличается компактностью. Несмотря на то, что здесь содержится примесь халькопирита, эти полоски не подверглись избирательному выщелачиванию.

Своеобразие сульфидных выделений в зоне контакта сплошных руд с существенно хлоритовым осадочным слоем подчеркивается также наличием вторичных конкреций марказита и колоний «оруденелых бактерий» в широко приоткрытых полостях в выщелоченной зернистой руде. Конкреции и «оруденелые бактерии» заключены в однородном агрегате хлорита и не имеют признаков выщелачивания.

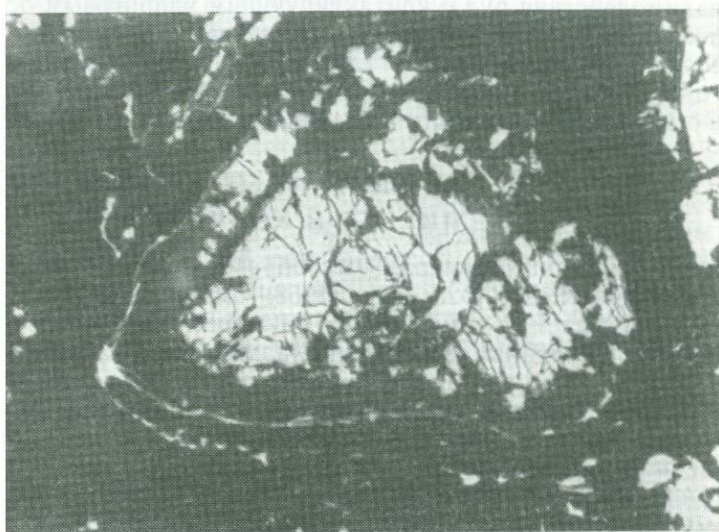
Отмеченные различия между структурой сплошной руды и колломорфных вторичных зон и избирательное развитие выщелоченных структур в сплошной руде указывают, что последняя к моменту образования реакционной колломорфной зоны представляла собой хорошо консолидированный зернистый пирит-халькопиритовый агрегат.

Обломки колчеданной руды в базальном слое имеют обычно угловатую форму и плохо сортированы по размерам (от 1 мм до 5 см). В примере на рис. 47 обломки налегают не на сплошную руду, а на колломорфную контактную зону, обычно слегка прогибающуюся под тяжестью обломков. Аналогичное налегание наблюдается и в других приполированных образцах. Это указывает на то, что обломки накапливались во впадинных участках базальной поверхности рудного тела, которая перед этим некоторое время, необходимое для образования реакционной колломорфной зоны, не подвергалась механическому разрушению.

Это положение хорошо подтверждается тем, что вокруг рудных обломков колломорфная наружная кайма иногда развита, а иногда практически отсутствует. Кайма вокруг обломков состоит из полосок марказита и пирита и полосок хлорита. Эти полоски нередко образуют выпуклые почковидные узлы. Сами обломки представлены зернистой пирит-халькопиритовой рудой с характерными признаками избирательного выщелачивания халькопирита из их внешних участков. Вокруг многих обломков колломорфная кайма слабо выражена (рис. 49), это указывает, что преобразование обломков руд в базальной брекчии сравнительно быстро прекратилось. По-видимому, это произошло, как только базальный слой был перекрыт плотным плохо проницаемым для растворов осадком.

В базальном слое удается наблюдать контактные взаимоотношения между вторичной колломорфной каймой и первичной рудой в обломках и на границе хлоритового сланца со сплошными рудами. Морфологически контакт представляет собой резкую поверхность, разделяющую колломорфную и однороднозернистую руду. При этом самая внутренняя непосредственно граничащая с первичной рудой полоска колломорфной каймы выполнена хлоритом. Отсутствие какой-либо наследованной зависимости внутренней структуры колломорфной каймы от структуры первичной зернистой руды, как и резкость перехода между ними, позволяет высказать

щее предположение об образовании вторичной колломорф-
 ймы. В первую стадию развития кайма представляла собой
 томогенную гидратированную илоподобную зону, насыщен-
 ную сульфидными и силикатным осадочным материалом. Расшире-
 ния происходило путем последовательной гидратации и
 ачивания обломков руды. Процессу выщелачивания способ-
 ло слабо окисляющее воздействие среды, что доказывается
 ю гематита в однородном хлоритовом сланце выше базаль-
 тоя. О наличии сульфатов в растворах, воздействовавших на



ис. 49. Колчеданный обломок в хлоритовом цементе (черное) из ба-
 зальной рудной брекчии (см. рис. 47). Сульфидный агрегат обломка
 истинно выщелочен. Черные трещинки в пирите (белое) ранее были
 заполнены халькопиритом, местами сохранившимся. Внешние тонкие
 каймы представлены дисульфидом железа. Полированный
 шлиф, увел. 80. Сибайское месторождение

очные руды, указывают и «оруденелые бактерии», возникшие
 аря редукции сульфатов.

аключительную фазу образования колломорфной каймы про-
 л процесс ее раскристаллизации, сопровождавшийся диффе-
 щией дисульфидов в виде отдельных полосок, чередовав-
 с полосками хлоритового состава. Этот процесс представля-
 ак процесс распада телевидной смеси сульфидов и хлорита.
 итоге изучения базальной поверхности Новосибирского руд-
 ела подтверждается мнение С. Н. Иванова и С. А. Рокачева
 менто-кластическом происхождении обломков руды, заклю-
 с в хлоритовом сланце. Базальный слой представляет собой

остаточное накопление, образовавшееся в донной части поверхностного водного бассейна.

Колломорфные существенно дисульфидные зоны являются вторичными реакционными образованиями, выделившимися как вокруг отторгнутых обломков руды, так и на поверхности массива сплошных медноколчеданных руд. Структуру сплошных руд в период образования обломков и контактных колломорфных оторочек можно охарактеризовать как кристаллически-зернистую. Руда в целом представляла собой вполне консолидированный сульфидный агрегат. Мощность колломорфных оторочек зависела от длительности взаимодействия руд с контактирующим хлоритовым осадком.

Обломки руды, заключенные в спилитовых брекчиях, обычно колломорфно-зональны на всю глубину. В данном случае имело место гораздо более длительное воздействие поровых растворов на рудные обломки, чем это было в базальном слое.

XI. БИОГЕННЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ПИРИТА В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ

К числу биогенных минеральных образований многие исследователи (Schneiderhöhn, 1923; Love, 1958; Смирнов, 1964 и др.) относят так называемые оруденелые бактерии. Они представляют собой микроглобулярные выделения диаметром 5—50 мк, состоящие из правильных кристаллов пирита одного и того же размера внутри данной глобулы. Часто «оруденелые бактерии» описываются под названием «фрамбоидальный пирит». Но под фрамбоидальным пиритом понимаются любые сферические микростяжения дисульфида железа. Так, Р. Бернером (Berger, 1969) к фрамбоидальному пириту были отнесены искусственно полученные шарики коллоидального дисульфида.

Автором «оруденелые бактерии» встречены и изучены в колчеданных рудах Блявинского, Комсомольского, Сибайского, Урупского и Худесского месторождений. Внутренняя структура «оруденелых бактерий» изучалась также в сульфидных рудах месторождений Жайрем (Центральный Казахстан), Кизил-Дере (Дагестан), Раммельсберг (ФРГ) и в донных илах Тихого океана (Скрипченко, 1968₂, 1969₃, 1970₂; Скрипченко и Лыткин, 1969).

«Оруденелые бактерии» были отмечены в колчеданных и сульфидных рудах иных типов месторождений — Учалинском (Прахова, Рокачев, 1969), Рио-Тинто, Испания; Мегген, ФРГ (Рамдор, 1962), Филлизчай (Бородаевская, Злотник-Хоткевич, 1969), в сланцах угольных и нефтяных месторождений (Love, 1958; Хетагуров, 1968; Кизильштейн, 1969).

В литературе обсуждаются три гипотезы происхождения «оруденелых бактерий».

1. «Оруденелые бактерии» являются метасоматическими глобулярными стяжениями пирита, образовавшимися либо по отмершим микроорганизмам (Neuhaas, 1940; Fabricius, 1961), либо по

гомогенным стяжениям коллоидного сульфида железа (Вегнер, 1969).

2. «Оруденелые бактерии» относятся к сульфатредуцирующим микробам, которые в процессе жизнедеятельности генерировали гидросульфид железа. Кристаллы пирита образовались после смерти микробов вследствие перекристаллизации гидросульфида (Love, 1958).

3. Сходна со второй, но предполагает, что кристаллы пирита образовались при жизни «оруденелых бактерий», причем каждый кристалл заключен внутри одной из многочисленных ячеек сферического тела микроба (Скрипченко, 1969₃).

«Оруденелые бактерии» установлены в рудах многих сульфидных месторождений вулканических и терригенных флишоидных формаций и имеют здесь тесную парагенетическую связь с сульфидами меди, цинка и свинца. Естественно, каждая из названных гипотез влечет за собой автоматически решение главных черт генезиса руд. Вопрос о происхождении «оруденелых бактерий» по этой причине приобретает в современной геологии проблемное значение. При его решении изучение внутренней структуры «оруденелых бактерий» и их геологической позиции играет главную роль. Именно эти стороны проблемы, а также соотношения «бактерий» с сульфидами меди, цинка и другими формами пирита в колчеданных рудах рассматриваются в настоящем разделе.

1. «ОРУДЕНЕЛЫЕ БАКТЕРИИ» В ГРАПТОЛИТОВЫХ СЛАНЦАХ БЛЯВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РОЛЬ БИТУМОВ В ИХ ОБРАЗОВАНИИ

Черные сланцы с фауной граптолитов, определенной Т. Н. Корень как *Climacograptus rectangularis* среднего лландовери (Бородаев и др., 1965), залегают в диабазах непосредственно в кровле Северной рудной линзы (см. рис. 2, а). В пластах сланцев наблюдаются выдержанные слойки мощностью от 5 до 0,1 мм дисульфида железа (рис. 50), заключенные в однородной черной углисто-битумной породе. В слабо прозрачной органогенной ткани сланцев имеются рассеянные, кластические кусочки кварца размером около 0,01—0,05 мм. По внутреннему строению среди слойков дисульфида выделены: 1) слои, состоящие из изометричных гнезд дисульфида, отложившегося вокруг раковин граптолитов (рис. 51), и глобулитов пирита типа «оруденелых бактерий»; 2) слои, выполненные субмикроскопическими сфероидальными полыми выделениями дисульфида (см. рис. 53, б) — псевдоморфозами по спорам и пыльце растений; 3) слои, состоящие из псевдоморфоз дисульфида по детриту стеблей растений (см. рис. 53, а).

Слойки первого типа состоят из изолированных обособлений дисульфида, в центре которых заключены многокамерные и простые эллипсоидальные фрагментированные раковины граптолитов

(рис. 51). Стенки раковин обозначены на фоне сплошной массы дисульфида в виде серых линий, разбивающих стенки на многочисленные плоские секции толщиной около 10 микрон. Дисульфид выполняет внутреннее пространство раковин, и еще в большей степени развит в виде асимметричных ореолов вокруг раковин. В ядре раковин, заполненном черным углистым веществом, новообразования дисульфида отсутствуют. Основная масса дисульфида, концентрирующегося у отдельной раковины, образует внешний ореол, имеющий либо равномерную толщину, либо иногда асимметрично удлинённый в одном направлении. Хотя развитие внешних ореолов происходило за счет иловой массы, окружавшей раковину, сам факт возникновения ореолов исключительно вокруг раковин указывает на бесспорную роль последних как центров, вокруг которых локализовалось отложение дисульфида.

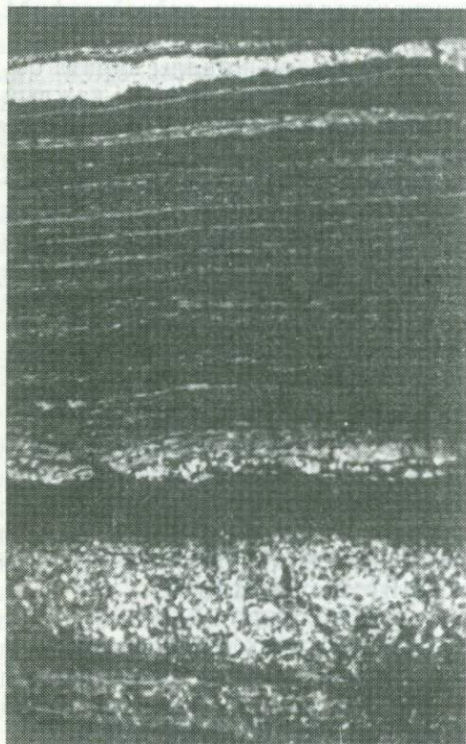


Рис. 50. Слойки дисульфида железа (белое) в углисто-битуминозном граптолитовом сланце. Наиболее мощный слой представлен выделениями дисульфида по раковинам граптолитов и «оруденелым бактериям» (см. рис. 51, 52), невыдержанный по мощности компактный слой — замещенный дисульфидом растительный детрит (см. рис. 53, а), тончайшие слойки — выделения дисульфида по пыльце и микроспорам растений (см. рис. 53, б) Полированный шлиф, увел. 2,5.

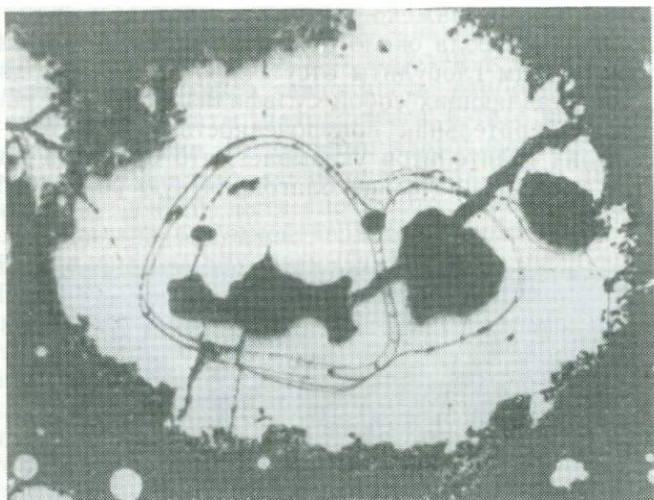
Блявинское месторождение

стое строение. Зерна при большом увеличении оказываются кубическими или более полигональными кристалликами пирита (рис. 52). Одна из закономерностей размещения глобулитов в углисто-битуминозном сланце — строгая приуроченность

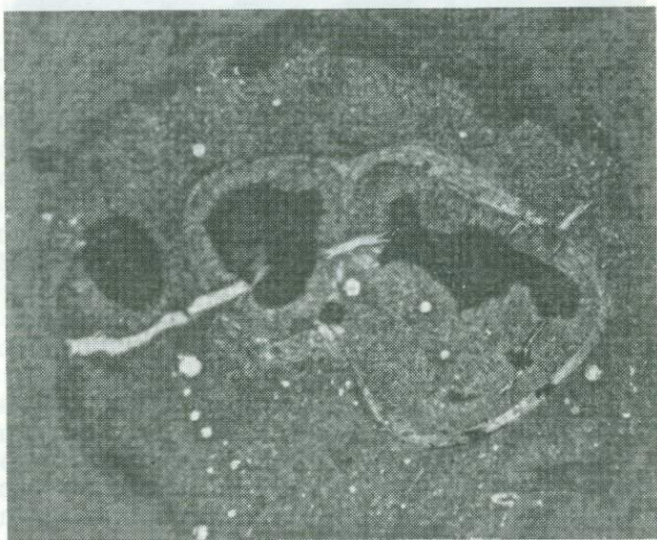
В ядре раковин, заполненном черным углистым веществом, новообразования дисульфида отсутствуют. Основная масса дисульфида, концентрирующегося у отдельной раковины, образует внешний ореол, имеющий либо равномерную толщину, либо иногда асимметрично удлинённый в одном направлении. Хотя развитие внешних ореолов происходило за счет иловой массы, окружавшей раковину, сам факт возникновения ореолов исключительно вокруг раковин указывает на бесспорную роль последних как центров, вокруг которых локализовалось отложение дисульфида.

Причиной этого было, по-видимому, органическое вещество раковин, обусловившее редукцию сульфатов и накопление дисульфида железа. Структурное травление дисульфида показало, что как стенки раковин, так и внутренний и внешний ореолы выполнены темно-бурым скрытокристаллическим гель-пиритом, в котором рассеяны включения глобулитов пирита.

В отдельности взятый глобулит имеет сферическую форму и внутреннее зерни-



a



б

Рис. 51. Изометричное выделение гель-пирита вокруг фрагмента граптолита. Вверху до, внизу после травления $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$. При травлении в землистом геле-пирите обнаруживаются глобулиты пирита — «оруденелые бактерии» (белые сферические выделения). Полированный шлиф, увел. 150. Блявинское месторождение

их к слоям первого типа. При этом глобулиты заключены не только в гель-пиритовом ореоле около раковины, но и в окружающей их породе. Ясно выражено также распространение глобулитов в виде рассеянного ореола около боковых границ «граптолитовых» слоев. Наряду с этим глобулиты отсутствуют в слоях двух других типов, представляющих собой сульфидизированные растительные остатки. Избирательная приуроченность глобулитов к скоплениям отмерших граптолитов указывает, что биомасса животных организмов играла избирательно благоприятную роль в образовании глобулитов.

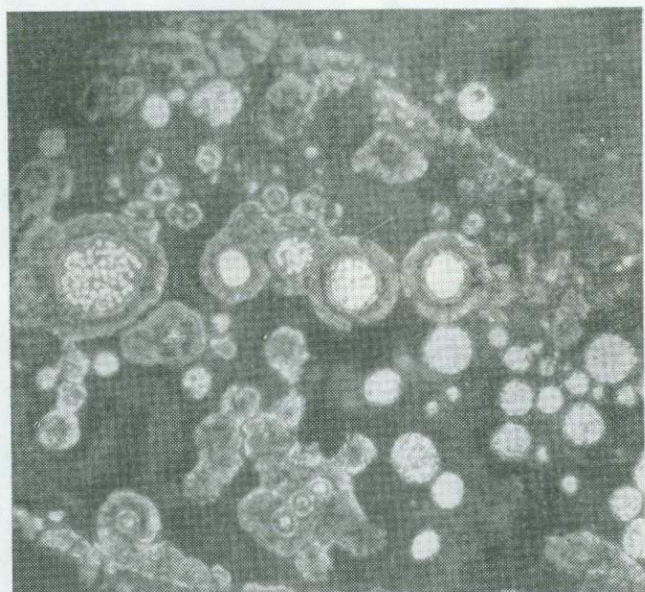


Рис. 52. Колония «оруденелых бактерий» (белые глобулиты) без кайм и с каймами гель-пирита (серое) внутри раковины граптолита. Протравлено, увел. 400. Блявинское месторождение

Форма глобулитов довольно строго сфероидальная. Как известно, сфероидальную форму приобретают жидкие обособления с высокой энергией поверхностного натяжения. Однако для данных глобулитов трудно предположить, что первоначально они представляли собой эмульсионные сферические выделения истинного или коллоидного раствора, взвешенные в жидкой среде с более низким поверхностным натяжением. Полностью отсутствуют признаки слияния глобулитов даже тогда, когда они соприкасаются друг с другом. На всех стадиях развития глобулиты представляли собой индивидуальные не сливающиеся друг с другом тела.

Размер глобулитов непостоянный; максимальный диаметр не превышает 25 микрон, минимальный — около 5 микрон, средний 10—20 микрон. Обычно глобулиты ассоциируются в виде небольших групп, напоминающих колонии микроорганизмов. Внутри таких групп размер глобулитов неоднороден (см. рис. 52). В целом ясно выражена следующая зависимость: наиболее крупных размеров достигают глобулиты, находящиеся в теле или в ближайшем ореоле вокруг раковин. Рассеянные одиночные глобулиты в боковых контактных участках «граптолитовых» слоев заметно уменьшаются по количеству битумной «граптолитовой» ткани в контактах слоев. Все глобулиты выполнены пиритом, не поддающимся травлению $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ в такой же степени, как гель-пирит, окружающий некоторые глобулиты (см. рис. 52).

Почти в любом скоплении глобулиты отличаются друг от друга различной зернистостью и удается выделить ряд глобулитов, в начале которого стоят глобулиты со скрытокристаллическим строением, а в конце — глобулиты, состоящие из отчетливо ограниченных кубических и более полигональных зерен пирита размером до 5—10 микрон.

Различия внутреннего строения глобулитов и прежде всего их различная зернистость могут быть объяснены, исходя из предположения, что глобулиты каждый в отдельности имели различное внутреннее развитие. Если бы зернистая структура глобулитов представляла собой результат преобразования первично однотипных по внутреннему строению глобулитов дисульфида под влиянием внешних воздействий, то между глобулитами, расположенными рядом друг с другом иногда даже соприкасающимися, никаких различий не было бы. Гипотезе метаморфического происхождения кристаллической структуры глобулитов противоречит также менее тесная ассоциированность глобулитов с землистым гель-пиритом.

Особого внимания заслуживает следующий факт. Внутри сферы любого глобулита, какой бы зернистостью он не характеризовался, размер кристаллов пирита постоянен (см. рис. 52). Данная закономерность также исключает допущение, что развитие кристаллов внутри глобулитов шло путем собирательной перекристаллизации первично скрытозернистых масс дисульфида. При собирательной кристаллизации сохранились бы реликтовые участки последнего и все кристаллы вряд ли имели бы одинаковую величину. Глобулиты отдельного скопления — колонии — испытывали на себе примерно одни и те же внешние воздействия, однако внутренняя структура их различается. В итоге, мы приходим к выводу, что зернистая структура глобулитов, характеризующаяся индивидуальными свойствами внутри каждого глобулита, является результатом независимого внутреннего развития данного глобулита.

Совокупность перечисленных данных о форме, строении и размещении глобулитов наиболее просто объясняется гипотезой биохимического их происхождения. Согласно этой гипотезе глобулиты

в период их развития представляли собой сфероидальные тела сульфатредуцирующих микроорганизмов. Внутри этих тел размещались и продукты их деятельности, в данном случае кристаллики пирита. Структура накапливающегося агрегата пирита обуславливалась кинетикой жизнедеятельности и строением микроорганизмов. Возможно, при интенсивном обмене между внешней средой и микробом выделение дисульфида было обильным в течение всего периода жизни последнего. Это приводило к отложению пирита с самого начала в большом числе точек внутри сферы. Наоборот, в условиях более медленно протекавших обменных реакций за один и тот же промежуток времени выделялось меньшее количество дисульфида. При этом возникала редкая сеть центров кристаллизации пирита. В первом случае зарождались более мелкокристаллические, во втором более крупнокристаллические структуры.

Большой интерес для выявления условий образования глобулитов представляет изучение каемок землистого агрегата гель-пирита, имеющих вокруг многих из них. Общий вид этих каемок приведен на рис. 52. Как одиночные, так и колонии глобулитов, окруженные гель-пиритом, заключены в черном углисто-битумном веществе. Форма каемок строго подчинена форме глобулитов. Возможны два решения в оценке роли глобулитов в образовании каемок: 1) глобулиты служили центрами кристаллизации и таким образом выполняли роль твердых катализаторов при зарождении каемок; 2) каймы могли образоваться как продукты жизнедеятельности микроорганизмов, выполнявших глобулиты. Например, редуцируя сульфат, эти организмы выделяли сероводород, частью рассеявшийся в окружающей среде, частью использовавшийся на постройку каймы.

Как упоминалось, далеко не все глобулиты окружены каймами гель-пирита. Кроме того, мощность каемок колеблется — у одних глобулитов она равна 3—4 микронам, у других достигает 30 микрон. Отчетливо устанавливается, что каймы гель-пирита развиты преимущественно у глобулитов, расположенных в теле раковин граптолитов или вблизи них. Наибольшая толщина каемок свойственна этим же глобулитам. Одиночные глобулиты, находящиеся в боковых частях граптолитовых слоев, либо совсем не имеют каемок, либо мощность этих каемок незначительна (1—3 микрона). Эти зависимости показывают, что одним из условий для развития каемок гель-пирита было обилие ткани отмерших организмов, служившей питательной биомассой для жизнедеятельности глобулитов.

На рис. 52 представлена «колония» глобулитов, находящихся внутри одной из раковин граптолита. Все глобулиты возникли и развивались в одной и той же благоприятной среде, настолько однородной, насколько может быть однородно тело раковины, имеющей диаметр около 1 мм. Однако часть глобулитов окружена каймами гель-пирита, другая — нет. Есть и другая принципиально важная особенность колонии — нет различий по внутренней струк-

туре или размерам между глобулитами с каймами геля-пирита и без них.

Неравноценность глобулитов как центров, вокруг которых концентрировался геля-пирит, легко объясняется в соответствии с гипотезой органического происхождения глобулитов. Логично допустить, что зарождение глобулитов внутри рассматриваемой колонии было одновременным. Более ранние генерации глобулитов возникли и росли в начальную стадию разложения органической ткани раковин в условиях избытка биомассы. Поздние поколения глобулитов развивались в условиях недостатка последней и их деятельность протекала примерно в тех же условиях среды, что и деятельность глобулитов в периферических частях «граптолитовых» слоев, где не было изобилия живой органической ткани. В этих условиях количество редуцированного сероводорода было невелико и каймы геля-пирита либо не возникали вообще, либо имели незначительную толщину.

Слойки дисульфида двух других типов в граптолитовых сланцах выполнены псевдоморфозами дисульфида железа, либо преимущественно по фрагментам стеблей растений, либо по спорам и пыльце растений (рис. 53). Структурное травление псевдоморфоз по фрагментам стеблей показало, что дисульфид имеет, как правило, пористое гелевидное строение и приобретает бурый цвет. В данных слоях обычно отсутствуют выделения дисульфида в промежутках между псевдоморфозами, что объясняется отсутствием здесь условий для более широкого сульфидообразования, как, например, в граптолитовых слоях. В отличие от последних в слоях дисульфида по растительному детриту не встречены глобулиты пирита. Это отличие указывает, что биомасса отмерших организмов не принимала участия в образовании колчеданных слойков по фрагментам растений.

Очень тонкие (0,3—0,1 мм) слойки дисульфида состоят из полых микросфер дисульфида (рис. 53, б), который в отличие от геля-пирита не травится смесью HNO_3 и CaF_2 . Диаметр микросфер отличается большим постоянством и равен 7 микронам, отклоняясь на 2 микрона в большую или меньшую сторону. Постоянство размера дает возможность рассматривать микросферы как продукт пиритизации остатков растений или простейших организмов. Отмеченный диаметр характерен в частности для пыльцы ископаемых палеозойских растений.

В разрезе отдельной микросферы пирит образует почти идеально сферическую оболочку с резкой внешней и внутренней границами. Толщина оболочки отличается большим постоянством и равна одному микрону. Правильность формы сферы и постоянство толщины пиритной оболочки, характерные для большого числа выделений, объясняются тем, что пирит наследовал форму и размеры панциря организмов или скорлупы пыльцы растений.

Возможность хемогенно-осадочного происхождения микросфер пирита отвергается следующими данными: большое постоянство

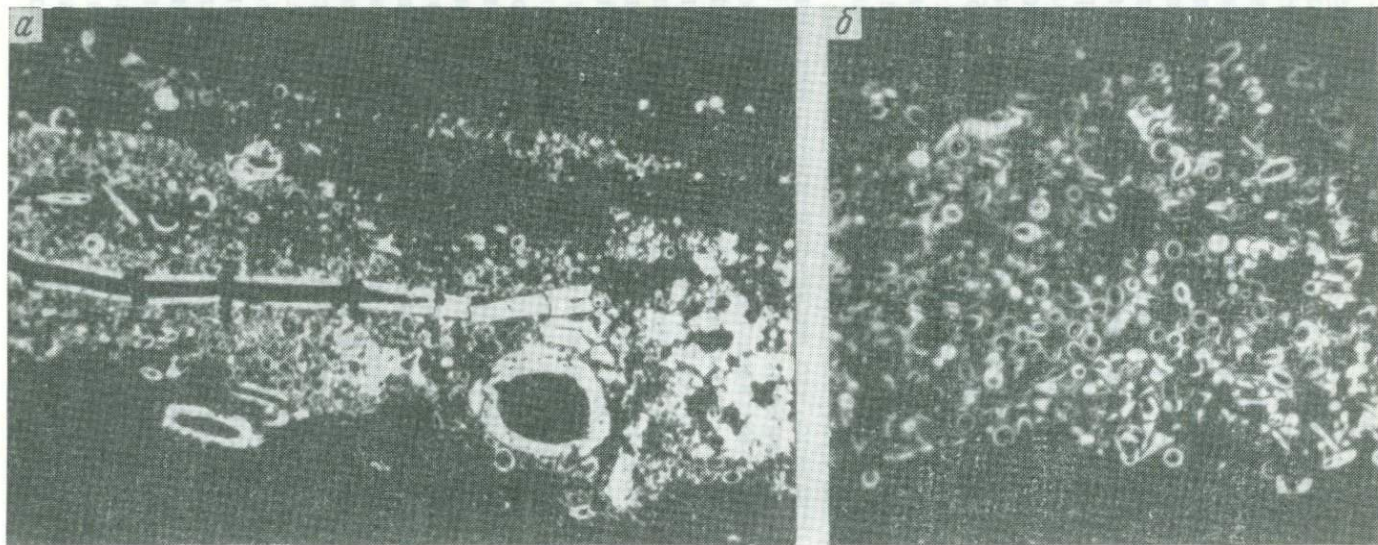


Рис. 53. Слои, состоящие из псевдоморфоз дисульфида железа (белое) по крупным фрагментам (а, увел. 150) и по пылице и микроспорам (б, увел. 350) растений. Черное — углисто-битуминозный алевропелит. Блявинское месторождение

размеров сфер, сфероидальность внутреннего ядра, постоянство толщины пиритной оболочки. Все перечисленные характеристики не являются постоянными для оолитов хемогенно-осадочного происхождения. Для них, в частности, не характерна строго сферическая внутренняя полость. Внутри оолитов, как известно, имеются включения неправильных терригенных обломочков.

Из двух других предположений наиболее вероятно предположение об образовании микросфер дисульфида по скорлупе пыльцы растений. Этому соответствует ряд фактов. Характер замещения дисульфидом раковин граптолитов был рассмотрен выше. В данном случае гель-пирит выделяется не только по стенкам раковин, но главным образом в иловой массе, окружающей раковины, а также внутри их (см. рис. 51). В микросферах характер выделения пирита иной. Пирит, как и при замещении фрагментов стеблей растений (рис. 53, б), занимает только объем, соответствующий скорлупе пыльцы или спор.

Как упоминалось, для колчеданных слоек по граптолитам весьма характерно широкое развитие глобулитов пирита, возникающих вследствие жизнедеятельности микроорганизмов, разлагающих ткань раковин. В слоях дисульфида как по растительному детриту, так и по микросфероидальным тельцам глобулиты совершенно отсутствуют. Как видно из рис. 53, б, удельный объем микросфер в слоежке пирита велик и явно выше, чем объемы раковин граптолитов в граптолитовых слоях.

Таким образом, если бы микросферы были первично простейшими организмами, количество биомассы здесь было бы таким или большим, чем в граптолитовых слоях. Следовательно, здесь должны были возникнуть колонии сульфатредуцирующих микроорганизмов. Однако глобулиты здесь отсутствуют и это делает гипотезу спорово-пыльцевого первичного состава микросфероидальных телец пирита более вероятной. Наконец, в «детритовых» сульфидных слоях всегда присутствует примесь микросфер (рис. 53, а). Такая ассоциированность вполне закономерна, если микросферы считать первично пыльцой и спорами растений. Как известно, споры и пыльца относятся к наиболее стойким тканям растений. Поэтому колчеданные слойки, подобные слойке на рис. 53, б, представляют собой остаточные растительные накопления, подвергшиеся последующему замещению дисульфидом железа. Как остаточные образования они имеют мощность во много раз меньшую, чем мощность слойков по стеблям растений, и относятся к тончайшим слоям дисульфида в граптолитовых сланцах.

Описанные пиритные углисто-битуминозные сланцы залегают в нормальных диабазах, не содержащих признаков гидротермальных воздействий. Отложение дисульфида железа обеспечивалось редукцией сульфатов железа, растворенных в бассейне, где шло накопление сланцев. Редукция обуславливалась разложением биомассы растений и животных организмов. Избирательная ассоциированность глобулитов пирита с биомассой второго типа служит

одним из главных подтверждений, что глобулиты являются фосцилизированными микроорганизмами. Постоянство формы, однородность внутренней структуры и одни и те же пределы диаметра глобулитов наиболее просто объясняются биогенной гипотезой. По размерам, форме и структуре описанные глобулиты относятся к видам ископаемых микроорганизмов, выделенных Г. Шнейдерхёном (Schneiderchön, 1923), Л. Лове (Love, 1958) и др.

К числу главных факторов, обуславливающих развитие сульфатредуцирующих организмов, относятся анаэробные условия среды, обилие биомассы отмерших организмов и сравнительно свободный приток сульфата и отток газовых (H_2S , CO_2) и жидких продуктов из водной толщи в иловый осадок и обратно. Тип органической ткани, находящейся в осадке, как отмечалось, также играет решающую роль в развитии глобулитов. Микробиологами показано, что основные виды сульфатредуцирующих бактерий чрезвычайно избирательно относятся к источникам органического вещества. Например, вид *Vibrio desulfuricans* культивируется лишь при наличии молочной и муравьиной кислот (Кузнецов и др., 1962). Факт явно избирательного отношения глобулитов к характеру органического материала сужает область распространения глобулитов толщами битуминозных отложений.

Согласно данным С. И. Кузнецова и др. (1962), необходимым условием жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов является приток в иловый слой сульфатов, растворенных в покрывающей водной толще. Такой приток возможен до определенной глубины при условии, что осадок представляет собой слабо уплотненную иловую массу. Реальные значения глубины распространения сульфатредуцирующих бактерий, полученные С. И. Кузнецовым в донных илах ряда соленых озер, колеблются от 0 до 6 м, при максимальном развитии бактерий от 0 до 2 м. Эти условия соответствовали накоплению «оруденелых бактерий» в пластах граптолитовых сланцев Блявинского месторождения.

2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ «ОРУДЕНЕЛЫХ БАКТЕРИЙ»

Внутренняя структура «оруденелых бактерий», встреченных в различных типах седиментационных руд и осадочных пород, совершенно однотипна. Однако подходящие хорошо сохранившиеся глобулы для ее изучения были встречены в рудах месторождений Жайрем (Центральный Казахстан), Кизил-Дере (Дагестан) и в донных илах Тихого океана.

Структура «оруденелых бактерий» месторождения Жайрем. Месторождение Жайрем (Центральный Казахстан, Успенский рудный пояс), по данным Н. М. Митряевой и др. (1967), представлено рядом поэтажно расположенных согласных пластовых и линзообразных тел полиметаллических руд. Тела залегают в толще углестых глинисто-кремнисто-карбонатных отложений верхнего девона.

Наряду со свинцово-цинковыми рудами во вмещающих черных сланцах широко распространены тонкие пачки ритмичных слоистых пиритных руд, сложенных однородным глобулярным пиритом. Они не имеют следов гидротермального постериорного воздействия и в отмеченной выше работе рассматриваются как осадочные накопления. В настоящем разделе приведены результаты микроскопического исследования формы и внутренней структуры сферических глобулитов пирита — «оруденелых бактерий», огромное количество которых составляет серноколчеданные слои.

Пиритные глобулиты наблюдаются либо в виде одиночных особей, либо в виде небольших неправильных и очень редко сферических колоний.

Одиночные глобули распределены в общем равномерно, причем расстояние между ними 1—50 мк; диаметр 5—40 мк, но в редких случаях встречаются особи до 50 мк. Взвешенное состояние отдельных глобулитов и их колоний, несмотря на их высокий удельный вес, указывает на сравнительно большую вязкость вмещающей их первичной, возможно, илово-сапропелевой, массы.

Форма одиночных глобулитов за исключением сфероидальной. Так как диаметр наиболее крупных особей превышает в 10 и более раз диаметр самых мелких, возможно, эмбриональных, можно полагать, что вмещающая среда в период роста глобулитов была гомогенной жидкообразной, не препятствовавшей росту. Сферичность внешней границы глобулитов могла сохраняться в течение всего периода жизни особи при следующем условии: особь имела свойства жидкообразной массы с одной и той же плотностью и внутренним давлением во всех участках сферы и была сравнительно упругой. Каждый глобулит в отдельности заполнен строго одинаковыми по размерам кристаллами пирита. Поры и пространство между кристаллами представлены гелевидным дисульфидом, превращающимся в землистый бурый агрегат при травлении $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$.

Строгое постоянство размеров кристаллов внутри данной «оруденелой бактерии» как универсальная закономерность указывает на то, что каждая особь представляла собой изолированную минералообразующую систему, в которой от начала до конца оставалось строго одно и то же количество центров кристаллизации. Не встречено ни одного случая замещения одних кристаллов пирита другими внутри глобулей или случаев преимущественного роста размеров кристаллов в какой-либо части данной глобули (рис. 54, 55). Эти простые факты позволяют сделать ряд выводов. Каждому кристаллу пирита соответствовал определенный элементарный участок в теле особи, причем размеры и количество всех этих участков были строго постоянны для данной особи на всех этапах ее развития. Если бы эти условия нарушались, то нарушался бы закон постоянства размеров зерен и незамещаемости их друг другом. Рост всех кристаллов пирита внутри особи должен был происходить изохронно. В противном случае внешние колебания

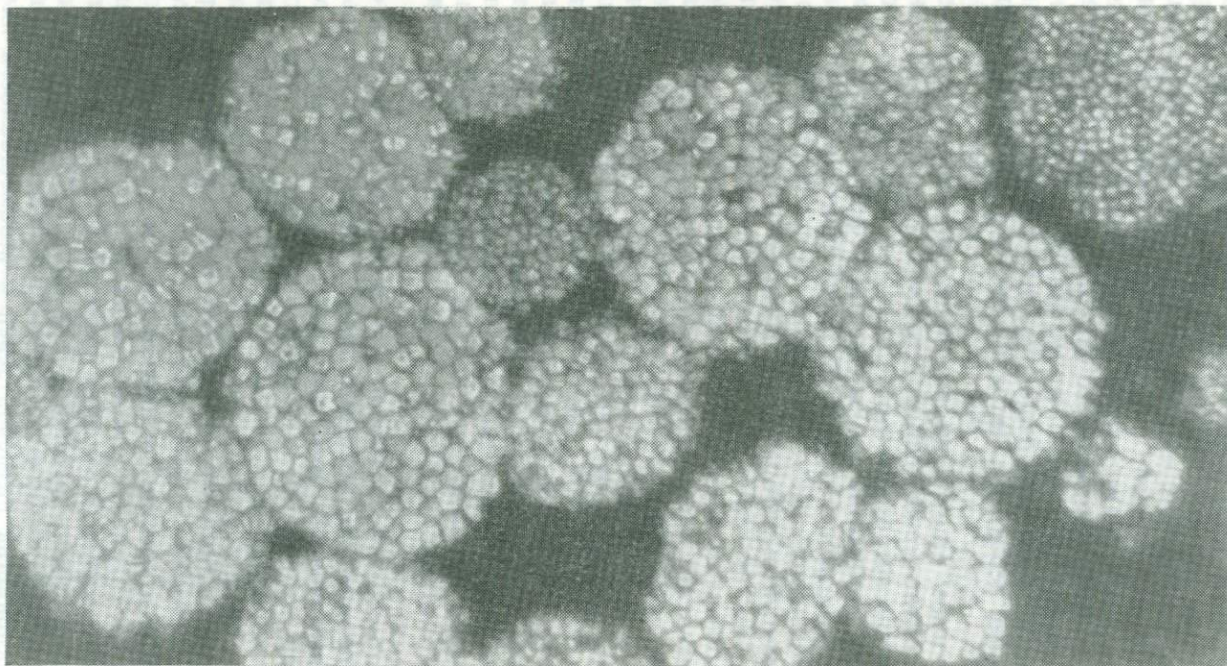


Рис. 54. Колония «оруденелых бактерий». Черный цемент — углистый сланец. Полированный шлиф, протравлено, увел. 1000. Месторождение Жайрем

огли не наложиться и не вызвать более интенсивный или за-
енный рост кристаллов различных поколений. Это привело бы
явлению неравномернозернистых особей, которые еще не были
ечены среди тысяч просмотренных «оруденелых бактерий».
н постоянства размеров кристаллов предполагает также, что
ависимо от того, где находился кристалл — в центре или
ая сферы, — к нему было доставлено одно и то же количество
ходимых компонентов. Развитие всех частей глобулы было
го гармоничным в течение всего периода жизни особи. Эти за-

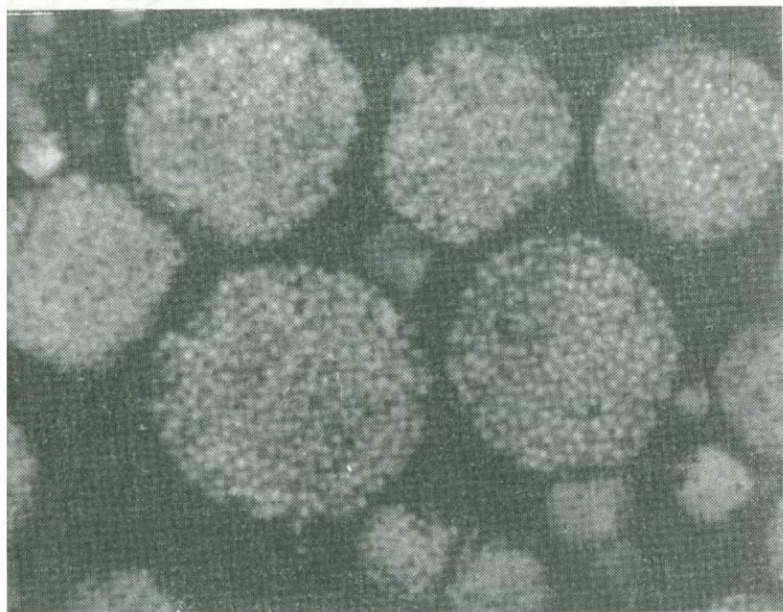


Рис. 55. Колония «оруденелых бактерий», более молодые
особи имеют неправильную форму. Полированный шлиф,
увел. 1000. Месторождение Жайрем

мерности можно объяснить, допустив, что особь представляла
й живой простейший организм, состоявший из суммы совер-
ю одинаковых секторов. Предположение, что глобулы представ-
т собой колониальное сообщество организмов, маловероятно,
как совершенно отсутствуют признаки конкуренции между
таллами пирита или смена одних поколений другими.
Некоторые закономерности внутреннего строения «оруденелых
ерей» показаны в табл. 6 и на графиках зависимости между
етром глобулитов, размером и количеством кристаллов пи-
, объемом кристаллического и гелевидного пирита (рис. 56).
ольку размер «бактерий» и выполняющих их зерен пирита

очень мал, необходимые измерения для составления графиков были выполнены на микрофотографиях «бактерий». Однако ни на фотографиях, ни под микроскопом не поддаются измерениям «бактерии» диаметром менее 10—15 мк. Они выполнены дисульфидом, буряющим или чернеющим при травлении. Различить очень мелкие (доли микрона) кристаллы пирита в этих «бактериях» чрезвычайно трудно. На графиках мелким, по-видимому, неразвившимся, «бактериям» должны отвечать поля, оконтуренные у начала координат.

Таблица 6

Характеристика внутреннего строения «оруденелых бактерий» месторождения Жайрем

Диаметр бактерий, мк	Размер кристаллов пирита, мк	Объем кристаллов, %	Объем цемента, %	Количество кристаллов в бактерии	<i>a</i>
35	1	70	30	578	2,2
36,7	1,3	56	44	6543	1,25
25	0,7	42	58	19303	0,7
45	1,7	68	32	11110	2,1
36	1,5	75	25	5090	3
30	1	43,3	56,7	6037	0,8
45	1,7	68	32	6444	2,1
37	0,6	32,4	67,6	39300	0,6
50	2,7	76	24	2460	3
37	3	90	10	880	8,1
38	2	80	20	2950	3,7
35	2,5	90	10	1254	9,5
30	2	73	27	1280	2,7

Зависимость между диаметром глобулитов и кристаллов пирита (график 1, рис. 56) внутри их проявляется двояко. У очень мелких глобулитов (1—30 мк) между размером кристаллов и диаметром сфер, скорее всего, имеется прямо пропорциональная зависимость. Но для относительно крупных «взрослых» глобулитов график выстраивается и становится параллельным оси абсцисс. Это подтверждает ранее отмеченную структурную особенность пиритных «бактерий» — отсутствие строгой зависимости между диаметром глобулитов и размером кристаллов (Скрипченко, 1968₂). Данная закономерность хорошо выражена у взрослых особей. Она не исключает отмеченной тенденции к укрупнению кристаллов пирита с ростом диаметра «бактерий». Важно отметить, что среди «бактерий» диаметром свыше 20—25 мк не было встречено ни одной, выполненной сплошь гель-пиритом.

График 2 аналогичен графику 1. Из рассмотрения графика 2 можно сделать вывод, что у глобулитов, достигших размеров 30—35 мк, объем кристаллов, как и размер их, колеблется произвольно.

График 3 показывает отчетливую зависимость между отношением объемов кристаллического и гелевидного пирита. Размер кристаллов пирита возрастает в линейной зависимости от роста их общего объема. Это особенно отчетливо проявляется в интервале размеров зерен 0,6—2 мк. Довольно строгое направление графика к началу координат подтверждает, что мелкие «эмбриональные» бактерии выполнены преимущественно гель-пиритом.

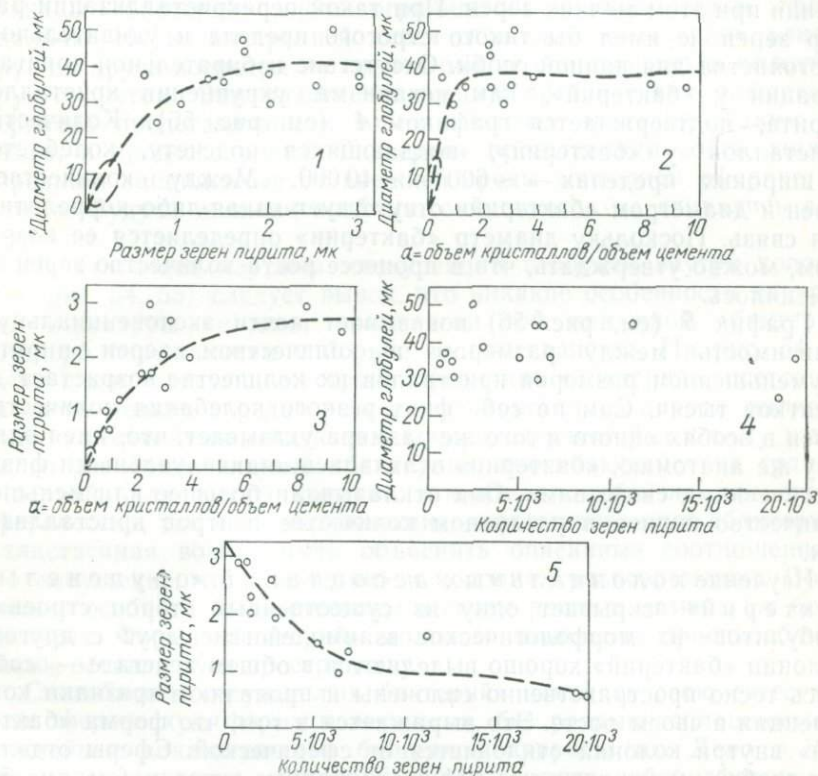


Рис. 56. Графики, характеризующие внутреннее строение «оруденелых бактерий»

Предельный максимальный размер кристаллов пирита в «бактериях» легко устанавливается и равен 3 мк. Предельное отношение объемов кристаллического и гелевидного пирита (α) равно ~ 10 . Из графика 3 следует, что с ростом размеров зерен от 0,6 до 2 мк возрастает α , так как рост кристаллов происходит с одновременным вытеснением той части объема «бактерий», которая в настоящее время выполнена гель-пиритом. Однако по неизвестной причине рост кристаллов останавливался при достижении размера примерно 3 мк, несмотря на то, что у многих грубозернистых бактерий имелось свободное пространство для роста зерен пирита.

Это видно из графика 3, где a у крупнозернистых особей колеблется от 2 до 10.

Тот факт, что размер 3 микрона для диаметра зерен не превышался у «бактерий», подтверждает идею о постоянном количестве зерен (центров кристаллизации) у данной особи на всех стадиях ее роста. Кристаллы в наиболее грубозернистых «бактериях» не могли возникнуть путем собирательной кристаллизации и поглощения при этом мелких зерен. При такой перекристаллизации размер зерен не имел бы такого строгого предела и удивительного постоянства для данной особи. Отсутствие избирательной кристаллизации у «бактерий», как механизма укрупнения кристаллов пирита, подтверждается графиком 4 (см. рис. 56). Количество кристаллов у «бактерий», поддающихся подсчету, колеблется в широких пределах — ~ 600 — $\sim 40\,000$. Между количеством зерен и диаметром «бактерий» отсутствует какая-либо коррелятивная связь. Поскольку диаметр «бактерии» определяется ее возрастом, можно утверждать, что в процессе роста количество зерен не изменялось.

График 5 (см. рис. 56) показывает почти экспоненциальную зависимость между размером и количеством зерен пирита. С уменьшением размеров кристаллов их количество возрастает до десятков тысяч. Сам по себе факт резкого колебания количества зерен в особях одного и того же размера указывает, что, имея одну и ту же анатомию, «бактерии» отличались индивидуальными физиологическими свойствами. Они откладывали большее или меньшее количество пирита в различном количестве центров кристаллизации.

Изучение колониальных ассоциаций «оруденелых бактерий» вскрывает одну из существенных сторон строения глобулитов—их морфологическое взаимодействие друг с другом. Колонии «бактерий» хорошо выделяются в общем агрегате—особи здесь тесно пространственно сплочены и проявляют признаки конкуренции в своем росте. Это выражается в том, что форма «бактерий» внутри колоний отклоняется от сферической. Сферы отдельных особей имеют вогнутые деформированные участки (см. рис. 54, 55), свидетельствующие о стесненных условиях роста «бактерий» внутри колоний.

Форма колоний обычно неправильная. Очень редко встречаются колонии идеально сферические; их диаметр 0,1—0,15 мм. Плотность заселения сферических колоний явно большая, чем неправильных. Сферические колонии развивались, по-видимому, по жидким капелькам питательного органического вещества, так как только гомогенное жидкое вещество могло иметь в иловой сапропелевой массе идеально сферическую форму. Колонии неправильной формы, возможно, представляют собой выполнения неправильных фрагментов питательной ткани. Границы внешнего ряда «бактерий» той или иной колонии всегда правильные сферические. Благодаря этому признаку колонии нельзя рассматривать как

механические фрагменты ранее образовавшегося агрегата «оруденелых бактерий».

«Бактерии», как бы плотно ни были заселены в колониях, никогда не сливаются друг с другом и не образуют таким путем более крупные глобулы, что можно было бы наблюдать, если бы «бактерии» представляли собой жидкообразные неорганические эмульсии. Несмесимость «бактерий» иллюстрируется рис. 55. Здесь границы «бактерий» вдоль ограничений колонии строго сфероидалы. Но во внутренней части отдельные «бактерии» влияют друг на друга несмотря на то, что они не соприкасаются вплотную друг с другом. Они разделены черным органическим веществом, первично представляющим собой оболочку эпителия. Таким образом, в процессе роста «бактерии» представляли собой жидкообразные, защищенные от внешней среды эпителием сферические тельца. Будучи живыми особями, они никогда не сливались друг с другом.

Из статичной картины конкуренции глобулей внутри колоний (см. рис. 54, 55) следует вывод, что никакие особенности внутренней структуры не дают привилегии той или иной «бактерии» в ущерб окружающим в борьбе за пространство. На рис. 54 хорошо видно следующее: строго сферичная «бактерия», состоящая из очень мелких и редко рассеянных кристаллов пирита, является более «жесткой» по отношению к крупнозернистой и к тому же во много раз более плотной «бактерии», прогибающейся на границе с первой. Для любой колонии закономерно наличие как строго сферических, так и их окружающих деформированных «бактерий». Единственная возможность объяснить описанные соотношения — это допущение, что «бактерии» в колониях разновременны. Более ранние особи не были стеснены в своем росте в отличие от более молодых. Форма «бактерий» молодого поколения приспособилась к оставшемуся пространству.

Способность «оруденелых бактерий» изменять свою естественную сферическую форму пластически, без разрыва сплошности, — важнейшее доказательство биогенной природы их. Дело в том, что в период роста «бактерии» представляли собой сферические тельца, состоящие из эластичной ткани и обособленных кристаллов пирита. Ткань, обволакивающая кристаллы, не могла быть гомогенной жидкостью, так как кристаллы внутри сферы легко оседали бы в донную часть. Взвешенное положение кристаллов могло сохраниться при условии, что они находились в ячейках ткани микроорганизма, причем эта ткань обладала определенной упругостью.

«Оруденелые бактерии» с высокоупорядоченной структурой (месторождение Кизил-Дере). По степени упорядоченности расположения кристаллов пирита в теле «оруденелых бактерий» последние делятся на две группы: 1) «бактерии» с относительно низкой степенью упорядоченности структуры; в них кристаллы пирита характеризуются постоянным размером, равномерной распре-

ленностью, но не имеют закономерной общей ориентировки; 2) «бактерии» с высокой степенью упорядоченности структуры; они отличаются ориентированным расположением кристаллов в виде рядов, комбинирующихся в геометрически правильные структурные узоры (рис. 57).

«Оруденелые бактерии» с высокоупорядоченной структурой наблюдаются в юрских черных глинистых сланцах, вмещающих медноколчеданную залежь месторождения Кизил-Дере в Дагестане. В разрезе глобулей обнаруживается несколько разновидностей структурных узоров, которые объединяются в два типа. В узорах первого типа ряды кристаллов комбинируются в замкнутые многоугольники, вписанные в сферу (рис. 57, а, б). В узорах второго типа ряды ориентированы несогласно к внешней сферической поверхности (рис. 57, в, г, д).

Форма узоров в трехмерном пространстве не поддается определению, так как невозможно изготовить взаимно перпендикулярные разрезы одной и той же глобули. Все же, вероятно, основой узоров первого типа являются кристаллические формы кубической сингонии (пентагондодекаэдр и др.). Ясно также, что узоры второго типа не могут представлять собой частные сечения кубических форм, так как последние в любом разрезе имеют вид замкнутых многоугольников.

В узорах второго типа кристаллы пирита компонуются в виде секториальных блоков, отличающихся друг от друга различной ориентировкой и густотой распределения зерен. Геометрические центры узоров обоих типов в общем совпадают с центрами глобулей. Это совпадение свидетельствует, что в глобулях всех структурных типов имеется геометрическая взаимосвязь между внешней сферической поверхностью и узорами укладки кристаллов пирита. Во многих глобулях зерна пирита образуют ряды, расстояния между которыми немного больше, чем расстояния между соседними кристаллами в рядах (см. рис. 57). Распространены разности, в которых поля с более плотной упаковкой кристаллов имеют форму правильных треугольных секторов (см. рис. 57, в). Полоски ткани между рядами и секторами, возможно, служили главными циркуляционными каналами микроба.

В секториальных блоках и отдельных рядах зерна пирита закономерно ориентированы своими гранями. Суть ориентировки состоит в том, что в одном или нескольких параллельных рядах грани соседних кристаллов пирита расположены параллельно друг другу (см. рис. 57, д). Эта ориентировка была выгодна пиритобразующему микробу по двум причинам: а) достигалась более плотная упаковка зерен и б) обеспечивалась правильная форма основных циркуляционных каналов.

Ориентированное расположение кристаллов трудно объяснить с позиций гипотезы метасоматического выделения пирита. В соответствии с гипотезой, развиваемой Л. Лове (Love, 1958), кристаллы пирита выделились после смерти микроба, но при этом

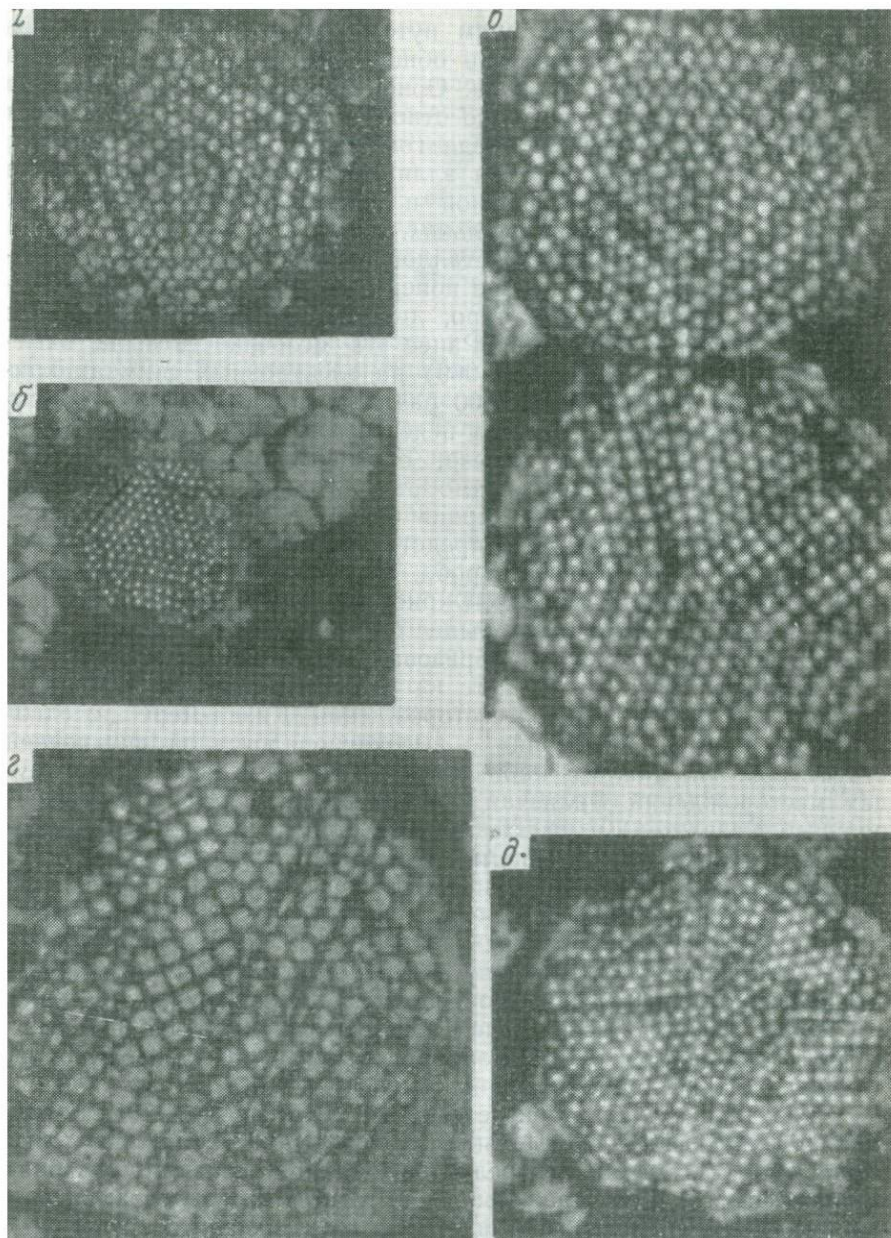


Рис. 57. Различные типы укладки зерен пирита в «оруденелых бактериях» с высокоупорядоченной структурой. Полированный шлиф, протравлено, увел. 800 (рис. а, б) и 1200 (рис. в, г, д). Месторождение Кизил-Дере

заместили гидросульфид железа, отложенный микробом в своем теле при жизни. Однако таким путем кристаллы пирита в лучшем случае могли наследовать общий узор расположения ячеек гидросульфида в теле микроба. Ориентировка кристаллов внутри ячеек была бы произвольной по отношению друг к другу, так как сегрегации гидросульфида имели гомогенное строение и форму, близкую к сфероидальной или эллипсоидальной. Вероятно, были бы часты случаи, когда в одной и той же ячейке вырастал не один кристалл, а агрегат нескольких.

Внутренняя структура кристаллов пирита в «оруденелых бактериях» неоднородна. В центре поперечных срезов кристаллов наблюдается круглое черное ядро, диаметр которого в пять раз меньше диаметра кристалла. Ранее эта особенность была замечена Л. Я. Кизильштейном (1969) на электронных снимках кристаллов. При увеличении в 1000 раз ядра наблюдаются и на оптическом микроскопе. Остается неясным, выполнены ли эти ядра землистым дисульфидом железа, органическим веществом или являются полостями. Независимо от этого наличие ядер в каждом кристалле данной «бактерии» и их центричное положение приводят к выводу, что ядра представляли собой жизненно необходимый элемент ячейки микроба. Возможно, это реликт отростка, на котором был укреплен кристалл пирита. Однако вероятность сохранения этих ядер была бы ничтожной, если бы кристаллы пирита в глобулях образовались метасоматически после смерти микроба.

«Оруденелые бактерии» месторождения Кизил-Дере не единственный пример «бактерий» с высокоупорядоченной внутренней структурой. Их аналоги наблюдаются в полиметаллических рудах месторождений Филizчай (Азербайджан), Жайрем (Центральный Казахстан) и др. Но почти всегда в ассоциации с высокоупорядоченными «бактериями» в породах и рудах этих месторождений широко распространены обычные «бактерии» с низкой степенью упорядоченности внутренней структуры. Образование «бактерий» обеих групп происходило в одних и тех же условиях среды и трудно найти причину различий структуры «бактерий». Все же из отдельных примеров следует, что низкоупорядоченная структура возникла вследствие деформации первоначально геометрически правильных высокоупорядоченных структурных узоров.

Один из таких примеров приведен на рис. 57, в. Здесь одна из двух «бактерий» характеризуется низкой степенью упорядоченности структуры. Но в отдельных ее участках сохранились ряды кристаллов, являющиеся реликтовыми фрагментами первоначально геометрически правильного структурного узора. Разрушение последнего произошло вследствие небольших, но разнонаправленных смещений кристаллов пирита друг относительно друга. Но эта деформация протекала без какого-либо изменения общей сфероидальной формы «бактерии». Следовательно, деформация была результатом внутренних изменений в теле «бактерии» явно

после ее смерти. Такое заключение логично увязывается с гипотезой биогенного происхождения «оруденелых бактерий». После смерти микроба органическая ткань теряла упругость, и структурный узор в большинстве случаев не мог поддерживаться длительно до окончательной фоссилизации «бактерий». Но в некоторых редких случаях затвердение «бактерий» происходило быстро и узор хорошо сохранился.

Особенности внутреннего строения «оруденелых бактерий» в илах Тихого океана. Глобулярные пиритные выделения были извлечены из образцов высушенных пелагических илов Тихого океана, отобранных экспедицией Института океанологии АН СССР на судне «Витязь».

Пиритные глобулы рассеяны в светло-серых и синих илах на глубине 0,5—2,5 м ниже дна океана. Они наблюдаются как в виде одиночных, так и в виде небольших колониальных ассоциаций глобулей (рис. 58, а). Форма глобулей в обоих случаях сферическая; их диаметр колеблется от 3 до 60 мк. Крупные размеры имеют лишь редкие одиночные особи, мелкие (3—10 мк в диаметре) встречаются главным образом в виде колоний. Поверхность мелких особей под микроскопом гладкая, крупных — гладкая или бугорчатая (рис. 58, б). Мельчайшие бугорки образованы выступающими гранями кристаллов пирита. Форма колоний разнообразна — изометричная, цепочечная, дендритовая, неправильная, пальцевидная и др. Плотность заселения колоний различна; глобулы агрегируются либо по принципу плотнейшей упаковки, либо они значительно отделены друг от друга и цементируются минеральной массой.

Приготовление полированных шлифов из глобулей оказалось невозможным. Это связано с тем, что глобулы состоят из кристаллов пирита, заключенных в ячейках жидкообразной протоплазмы. При раздавливании глобулей между стеклянными пластинками были получены фрагменты тела брекчий, в которых под микроскопом в отраженном свете хорошо различима внутренняя структура. Одновременно выяснилось, что мелкие (3—20 мк) особи представляют собой пластичные тела. Между стеклянными пластинками они мягко расплющиваются и разделяются с образованием плавно ограниченных фрагментов. Среди относительно крупных глобулей (свыше 20 мк) имеются как пластичные, так и очень хрупкие разновидности. Последние раздавливаются с образованием остроугольных осколков.

Основной составной частью всех без исключения глобулей являются идиоморфные зерна пирита. Размер зерен внутри данной особи в любой ее части строго постоянен. Очень мелкие кристаллы (около 0,3 мк) встречаются у глобулей небольшого диаметра. Максимальный размер зерен 3 мк отмечен у одиночных глобулей диаметром 60 мк. Форма кристаллов внутри одной и той же глобулы одна и та же. Но различные глобулы из одной пробы ила состоят либо из тетраэдрических, либо из более полигональных кристаллов

кубической сингонии. При раздавливании как пластичных, так и хрупких глобулей, кристаллы легко отделяются друг от друга, и их сыпь представляет продукт наиболее тонкого измельчения. Хорошая отделимость кристаллов объясняется следующим: кристаллы

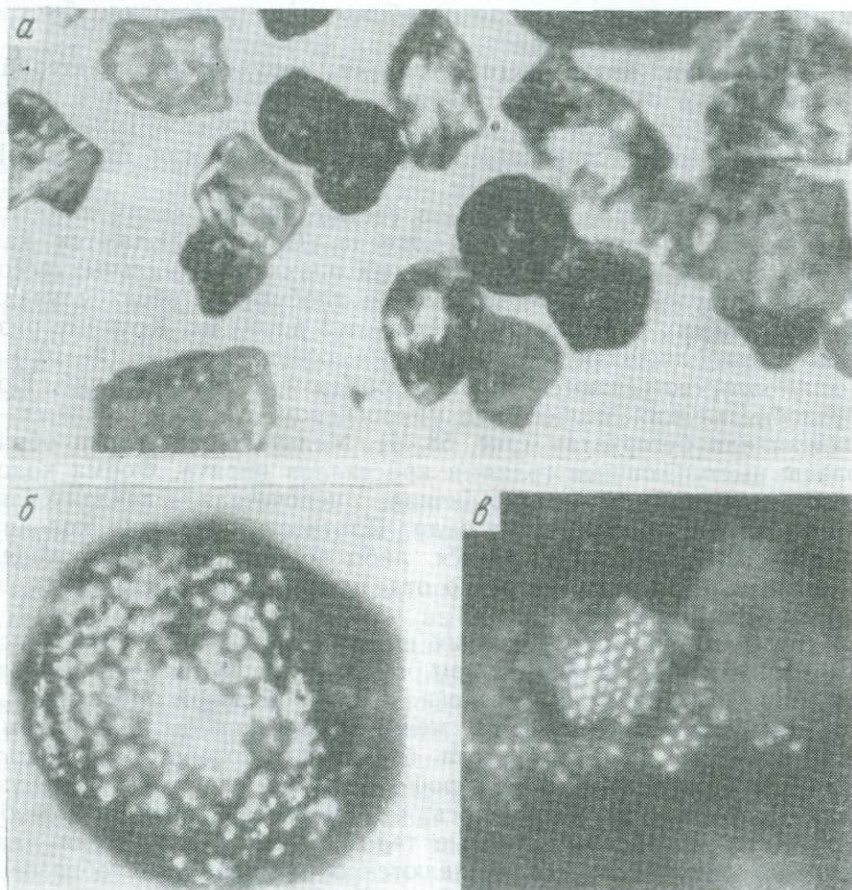


Рис. 58. «Оруденелые бактерии» из пелагических илов Тихого океана

a — пиритные глобулы (черное) в тяжелой фракции илов; *б* — «бактерия» с упорядоченным расположением кристаллов пирита (верхняя и нижняя части сферы не в фокусе); *в* — фрагмент тела «бактерии» с ненарушенным при раздавливании упорядоченным расположением кристаллов пирита (белое) в ячейках органической ткани (серое). Снято в отраженном свете, увел. 800 (*a*), 1300 (*б*), 1500 (*в*)

не сцементированы друг с другом в прочные сульфидные агрегаты и, по-видимому, во всех особях разделены пленкой органической ткани.

Внутри глобулей обнаруживается упорядоченное расположение кристаллов пирита. В фрагменте на рис. 58, *в* хорошо виден шах-

матный порядок расположения кристаллов, разделенных правильными полосками органического вещества. Каждый кристалл заключен в оболочке протоплазмы толщиной 0,5 мк. Многочисленные наблюдения позволяют утверждать, что в любой части той или иной глобулы отсутствуют ячейки без кристаллов пирита. Упорядоченность распределения кристаллов пирита и отсутствие вакантных, не заполненных пиритом ячеек указывают, что кристаллы являются органически связанной составной частью микроструктуры микроба. Своим существованием кристаллы не вносят дисгармонии в строение многоячейковой ткани, как это могло быть в том случае, если бы пирит выделился позже смерти организма, метасоматически заместив его.

Во многих случаях при раздавливании бактерий вследствие некоторого отжимания жидкообразного органического вещества упорядоченность кристаллов пирита нарушается. Но характерно, что и в таких препаратах кристаллы всегда распределены достаточно равномерно, не соприкасаясь друг с другом. Это также указывает на отсутствие сплошных агрегатов зерен пирита и на постоянство расстояния между центрами зерен в теле бактерий и тем самым на высокую упорядоченность их расположения.

Таким образом, в одном и том же небольшом объеме пробы ила наблюдается ассоциация «оруденелых бактерий», в которой равноценно представлены как эмбриональные мельчайшие особи, обычно собранные в колонии, так и крупные взрослые. Это указывает на то, что в илах протекает весь жизненный цикл «оруденелых бактерий». Все без исключения эмбриональные и взрослые особи имеют одно и то же внутреннее строение — они состоят из изолированных друг от друга идиоморфных кристаллов пирита, находящихся внутри ячеек протоплазмы. Это подтверждает точку зрения, согласно которой кристаллики пирита представляют продукт жизнедеятельности глобулярных бактерий. Но если придерживаться мнения о том, что «оруденелые бактерии» являются пиритными метасоматитами по трупам сферических бактерий, то эмбриональные особи в океанических илах не должны были содержать кристаллов пирита.

«Оруденелые бактерии» океанических илов отличаются от ископаемых тем, что кристаллы пирита заключены в жидкообразной протоплазме, а не в гелевидном дисульфиде железа или в фоссилизированной органической массе, как в ископаемых. Выделение геля-пирита в последних происходило, по-видимому, при захоронении «оруденелых бактерий» в разрезе в стадию позднего дианегеза осадков.

В сообществе сульфатредуцирующих микроорганизмов «оруденелые бактерии» занимают особое место. Основной продукт редукции — пирит — они складывают в своем теле, изолируя его от внешней среды. Благодаря этому «оруденелые бактерии» могут развиваться в водных средах, где другие неизолированные типы выделений сульфидов неустойчивы. Такая экологическая особен-

ность дает «оруденелым бактериям» определенные преимущества в конкурентной борьбе с другими сульфатредуцирующими микроорганизмами.

Изученные океанические илы представляют собой породы, в которых не наблюдаются другие проявления аутигенных сульфидов. Этот факт также подтверждает: «оруденелые бактерии» являются пиритгенерирующими микроорганизмами. В случае метасоматического происхождения «оруденелых бактерий» в илах наряду с последними одновременно накапливались бы другие, например гелевидные, формы дисульфида железа, как это имеет место в осадках сероводородных областей моря.

3. «ОРУДЕНЕЛЫЕ БАКТЕРИИ» И МЕДНО-ЦИНКОВОЕ КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

«Оруденелые бактерии» особенно часто встречаются в слоистых осадочных разновидностях медных и цинковых колчеданных руд. Однако роль этих выделений пирита по отношению к всей сульфидной массе руд незначительна. Вместе с тем изучение соотношений «оруденелых бактерий» и других сульфидных выделений представляет интерес, так как дает дополнительные сведения о порядке и механизме выделения сульфидов в колчеданных рудах.

Блявинское месторождение. «Оруденелые бактерии» встречены в тонкослоистых разновидностях медноколчеданных руд южного фланга месторождения, в Южной рудной линзе. Они наблюдаются наряду с другими формами выделения сульфидов в виде неправильных скоплений — колоний и реже в виде рассеянных одиночных глобулитов. Колонии приурочены к обособлениям черного органического вещества и имеют форму неправильных фрагментов, но все глобулиты внутри фрагментов сфероидальны. Иногда наблюдаются деформированные глобулиты, причем искажение формы является следствием приспособляемости одних глобулитов к форме пространства, ограниченного более древними строго сферичными глобулитами (рис. 59, а).

Выделения дисульфида в рудах представлены кристаллами и фрагментами кристаллов пирита, изометричными оолитообразными выделениями гелевидного дисульфида, зернами мельниковит-пирита. Колонии и одиночные глобулиты распределены вполне независимо по отношению к этим выделениям, и последние не содержат включений глобулитов. Вместе с тем глобулиты наблюдаются в виде включений внутри зональных радиальнолучистых выделений марказита, более поздних образований, чем глобулиты. Кристаллические, гелевидные и колломорфные выделения дисульфида нередко представлены угловатыми фрагментами, которые образовались вследствие сингенетического дробления руды. В отличие от них «оруденелые бактерии» и конкреции марказита никогда не

фрагментированы. Это объясняется более поздним развитием глобулитов в условиях, когда рудные слои претерпевали диагенетические изменения.

Рассматриваемые руды имеют асимметрично-зональное строение, заключающееся в первую очередь в возрастании количества сульфидов от кровли к почве слоев и в увеличении размера зерен и агрегатных обособлений сульфидов в том же направлении. «Оруденелые бактерии» наблюдаются в виде примеси (не более 1% общего объема сульфидов) обычно в верхней наименее сульфидной части рудных слоев. В нижней, где сульфиды выполняют почти 100% объема, глобулиты очень редки. Несмотря на то, что размер зерен сульфидов закономерно изменяется в поперечном разрезе слоев, размер глобулитов остается одинаковым (около 15—20 мк

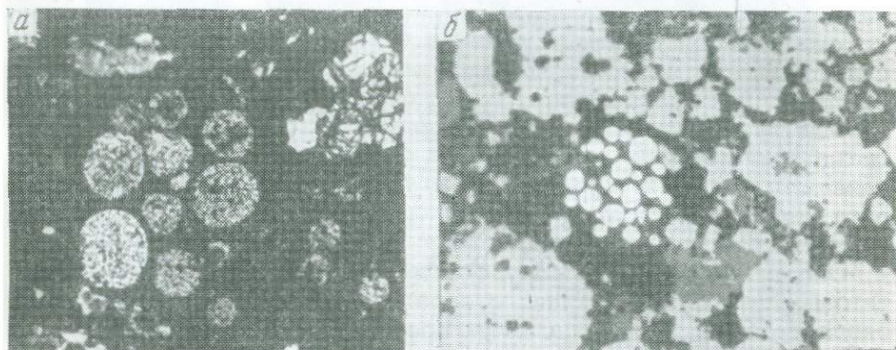


Рис. 59. Колонии «оруденелых бактерий» в медноколчеданной руде Блявинского (а) и в цинково-колчеданной руде Сибайского (б) месторождений. Белое — дисульфид, серое — сфалерит. Полированные шлифы; а — увел. 320, протравлено; б — увел. 220

в диаметре) независимо от того, находятся глобулиты в кровле или в центральной части слоя.

Нахождение «оруденелых бактерий» в слоистых рудах южного фланга Блявинского месторождения не противоречит идее отнесения этих руд к хемогенно-осадочным образованиям. Глобулиты выделялись позже осаждения основной массы сульфидов в стадию раннего диагенеза осадка в восстановительных условиях.

Комсомольское месторождение. «Оруденелые бактерии» широко развиты в цементе брекчиевидных руд верхней части главного рудного тела, а также в слоистых медно-цинковых рудах на флангах рудных линз. Особый интерес представляют находки «оруденелых бактерий» в слоистых сульфидно-гематитовых рудах, где они приурочены только к сульфидным слоям, но занимают тысячные доли процента среди других сульфидных выделений. Глобули имеют диаметр не более 20 мк и представлены рассеянными особями, редко концентрирующимися в мелкие колонии.

Как отмечалось ранее, в данных рудах отчетливо проявилось диагенетическое окисление выделений пирита, халькопирита и борнита. Зерна и агрегаты этих минералов на границе с цементирующим кремнисто-гематитовым агрегатом часто имеют реакционную зернистую или скрытокристаллическую оторочку гематита. Интересно прослеживание взаимоотношений «оруденелых бактерий» с диагенетическими новообразованиями гематита. Многие их колонии заключены в агрегате гематита и при этом частично или полностью замещены последним. Псевдоморфозы гематита по глобулитам имеют зональное строение. Их внешняя зона имеет более плотную структуру, центральная часть — пористую. В центральной части иногда сохраняются реликтовые кристаллы пирита размером около 1—2 мк.

Гематитизация глобулитов указывает на возникновение «оруденелых бактерий» в самую раннюю стадию диагенеза осадков, явно до окончания процессов диагенетического окисления осадочных сульфидных выделений вследствие десорбции кислорода из осадков.

Ни один из видов пиритных выделений в слоистых рудах не содержит включений «оруденелых бактерий». Однако неправильные гнезда однородного халькопирита и борнита цементируют «оруденелые бактерии». Наряду с этим данные гнезда, как и зерна пирита, подвергаются гематитизации и являются раннедиагенетическими выделениями в рудных слоях.

Обильному развитию «оруденелых бактерий» в сульфидно-гематитовых рудах препятствовало образование руд в преобладающей окислительной обстановке. Руды представляют собой продукт конкурирующего осаждения сульфидов, генерировавшихся в нижней зоне, и кремнисто-гематитового материала, генерировавшегося в верхней аэрированной зоне поверхностного бассейна. Одновременно в осадке отлагалось небольшое количество биомассы отмерших организмов.

Диагенетическое окисление сульфидов обуславливалось кислородом, сорбированным кремнисто-гематитовым материалом. Довольно ограниченный характер окисления сульфидов объясняется сравнительно небольшим количеством свободного кислорода в осадке. Это обстоятельство не способствовало быстрому прямому окислению всей осадочной биомассы, и частично ее переработка осуществлялась сульфатредуцирующими микроорганизмами. Однако последние играли лишь буферную роль, и пирит, выделявшийся в процессе редукции сульфата железа, впоследствии вновь был окислен.

Описанный пример развития «оруденелых бактерий» в сульфидно-гематитовых рудах позволяет отметить, что, во-первых, образование «оруденелых бактерий» происходит в стадию раннего диагенеза еще до окончания диагенетического окисления и, во-вторых, окислительная обстановка в иловом осадке явно неблагоприятна для их развития.

Сибайское месторождение. «Оруденелые бактерии» широко рас-

пространены в пластовых залежах колчеданных руд на выклиниваниях крупных рудных тел в южном борту южного карьера. «Бактерии» занимают не более 1—3% объема отдельных слоев и наблюдаются как рассеянно, так и в виде колоний (см. рис. 59, б). Глобулиты имеют строго сферическую форму, их диаметр обычно равен 20 мк. Внутреннее строение глобулитов типично для «оруденелых бактерий». Они состоят из равномерно распределенных и одинаковых по величине внутри данного глобулита идиоморфных кристаллов пирита. Цементом кристаллов служит гелевидный бу-

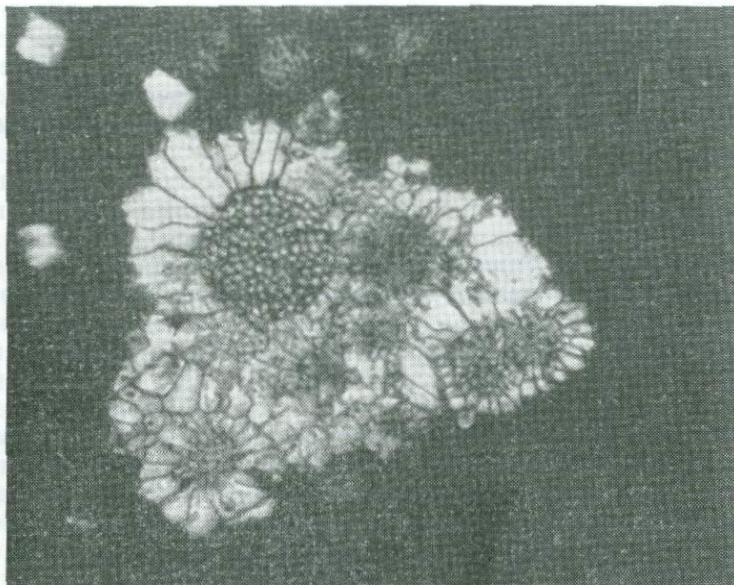


Рис. 60. Конкреции марказита, центрами роста которых являются «оруденелые бактерии». Полированный шлиф, увел. 320, протравлено $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$. Сибайское месторождение

реющий при травлении дисульфид или иногда органическое вещество. Внутри колоний глобулиты сцементированы обычно черным органическим веществом или мелкозернистым дисульфидом. Различные рудные слои отличаются друг от друга количеством глобулитов.

Имеются слои или участки слоев, в которых «оруденелые бактерии» отсутствуют. В то же время наиболее тонкозернистые верхние зоны асимметричных рудных слоев иногда весьма насыщены ими (до 10% объема). Несмотря на отчетливую изменчивость размеров кристаллов пирита и сферических выделений дисульфида в разрезе слоев, размер глобулитов остается одним и тем же в любой части рудных слоев.

По отношению к идиоморфным кристаллам пирита, играющим главную роль среди других форм пирита в этих рудах, «оруденелые бактерии» развиты обособленно (см. рис. 59, б). Не были встречены включения глобулитов в этих кристаллах. Оолитоподобные землястые обособления дисульфида также никогда не содержат включений «оруденелых бактерий». Наряду с этим конкреции марказита и неправильные неравномернозернистые скопления пирита нередко выделяются вокруг «бактерий» и их колоний и являются более поздними, чем «бактерии», выделениями. «Оруденелые бактерии» отмечаются непосредственно в центре конкреций марказита, выполняя роль центров роста радиально ориентированных призм марказита (рис. 60). Сами «бактерии» при этом не подвергаются перекристаллизации. Неравномернозернистые буряющие при травлении агрегаты пирита и гель-пирита нередко также служат цементом глобулитов и относятся к числу более поздних образований.

Подавляющее большинство зернистых обособлений сфалерита распределено в рудных слоях вполне независимо от «оруденелых бактерий». Однако некоторые изометричные колломорфные выделения сфалерита замещают и цементируют последние.

Описанные соотношения указывают на гетерогенный характер накопления колчеданных руд. Однако главная масса сульфидных выделений, в том числе сульфидов цинка и меди, выделилась в осадочную стадию, и «оруденелые бактерии» ведут себя вполне индифферентно по отношению к ним. Выделения марказита, некоторые агрегаты халькопирита, борнита и сфалерита иногда цементируют «оруденелые бактерии». Это значит, что если не отложение, то во всяком случае перегруппировка сульфидов продолжалась в стадию диагенезиса рудных осадков.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ «ОРУДЕНЕЛЫХ БАКТЕРИЙ»

Наблюдения над «оруденелыми бактериями» в рудах месторождений различных районов мира и различных геологических эпох, включая современную, позволяют отметить удивительное постоянство формы, размеров и внутренней структуры этих образований. Непременная составная часть «оруденелых бактерий» — одинаковые по величине и равномерно распределенные кристаллы пирита. Не встречены «бактерии», в которых бы место кристаллов пирита занимали кристаллы других сульфидов, например: галенита, сфалерита и т. д. Цемент кристаллов в серноколчеданных слоях обычно представлен гелевидным дисульфидом или реже фоссилизированной органической обугленной тканью. В тех же случаях, когда «бактерии» заключены в агрегатах других минералов (как сульфидов — халькопирита, сфалерита и др., так и нерудных, например кварца), цемент кристаллов пирита подвергается замещению этими

минералами, и «бактерии» здесь имеют характер реликтов. «Бактерии» в илах Тихого океана сцементированы пластической органической массой.

Правомочно предположить, что «оруденелые бактерии» как вид микроорганизмов специализированы на выработке пирита. Пирит является в некоторых отношениях более выгодным, чем другие сульфиды, продуктом биогенной редукции сульфатов. При его образовании один катион Fe^{2+} связывает два редуцированных аниона S^{2-} с образованием стабильных слаборастворимых кристаллов пирита. Выделение дисульфида как продукта жизнедеятельности «оруденелых бактерий» в виде правильных кристаллов, заполняющих у взрослых особей 90—50% объема, можно объяснить тенденцией «бактерий» локализовать продукты редукции в виде химически неактивных кристаллических форм. Правильные кристаллы пирита как нельзя лучше отвечают этой тенденции, так как отличаются большей устойчивостью по сравнению с гелевидными формами дисульфидов.

Благоприятной предпосылкой для роста «бактерий» был доступ в сапропелевый слой сульфатных растворов, и в частности железного купороса. В состав продуктов жизнедеятельности входили главным образом пирит и CO_2 как конечный продукт окисления углеводов.

Агрегаты «бактерий» в серноколчеданных слоях месторождения Жайрем отличаются высокой однородностью в том смысле, что здесь отсутствуют другие формы выделения пирита, и «бактерии» сцементированы вполне гомогенным черным углистым сланцем. Внешняя эпителиевая оболочка «бактерий», хорошо заметная в колониях, в большинстве случаев не замещена дисульфидом, хотя в то же время внутренние ткани почти всегда им замещены.

Можно полагать, что «оруденелые бактерии» активно развивались в среде, где все сульфидные выделения, кроме законсервированных в теле «бактерий», были нестабильны. Нарушение этих условий, т. е. накопление в цементе «бактерий» твердых продуктов редукции сульфатов, привело бы к закупориванию каналов инфильтрации и прекращению жизнедеятельности «бактерий». Такого рода явления редко и локально встречаются. В примерах на рис. 52 и 60 группы «бактерий» имеют наружные марказитовые и гель-пиритные каймы. Толщина кайм примерно одинакова у всех «бактерий» независимо от их диаметра и внутреннего строения. Образование оболочек обусловлено эпизодическим повышением сульфидности среды, возможно, вследствие прекращения или слабого оттока сульфидов из данного участка. «Бактерии» оказались узниками в жестких оболочках марказита. По-видимому, локализация пирита в теле «бактерий» была жизненно необходимой функцией рассматриваемого вида сульфатредуцирующих микроорганизмов.

К аналогичному заключению приводят результаты изучения «оруденелых бактерий» в пелагических илах Тихого океана. В илах,

содержащих «бактерии», отсутствуют другие аутигенные выделения сульфидов.

Скорее всего «оруденелые бактерии» занимают фронтальное место в сообществе сульфатредуцирующих микробов. Они обладают высокой устойчивостью в окислительных средах, где незащищенные сульфидные выделения, а следовательно, и более примитивно устроенные тиобактерии не могут стабильно существовать.

Нуждается в разработке вопрос о физико-химических условиях образования «оруденелых бактерий». Их ассоциированность с битуминозными граптолитовыми слоями на Блявинском месторождении и нефтеносными сланцами в месторождениях Шотландии (Love, 1958) указывает на избирательное отношение «оруденелых бактерий» к характеру органического вещества. Но помимо этого должны быть определены благоприятные пределы кислотности — щелочности, окислительно-восстановительного потенциала и температуры среды.

Представляет интерес вопрос об общей геологической обстановке накопления «оруденелых бактерий». Описанные примеры указывают на благоприятность сочетаний флишоидных и подводных вулканических ассоциаций пород, характерных для колчеданных месторождений. Не исключено, что «оруденелые бактерии» как вид микроорганизмов развиваются активно в средах с высокой концентрацией сульфатов в районах вулканической деятельности.

При изучении «оруденелых бактерий» автор стремился найти в их структуре и морфологии признаки, подтверждающие или опровергающие их биогенное происхождение. В итоге пришлось принять описанную выше точку зрения. Правильность своей позиции автор видит и в том, что «оруденелые бактерии» распространены в рудах тех колчеданных и полиметаллических месторождений — Блявинское, Комсомольское, Сибайское (Южный Урал), Худесское, Урупское (Северный Кавказ), Кизил-Дере, Филлизчай (Большой Кавказ), Жайрем и др. (Центральный Казахстан), Раммельсберг, Мегген (ФРГ), Мансфельд (ГДР), Рио-Тинто (Испания), — возможность образования которых осадочным, диагенетически-осадочным и гидротермально-осадочным путем подтверждена Г. Шнейдерхёном (1958), В. И. Смирновым (1964, 1965, 1967), И. В. Ленных (1959), С. И. Ивановым (1964), Г. Н. Щербой (1967), Д. Вильямсом (Williams, 1962) и многими другими исследователями.

ХИ. СООТНОШЕНИЕ ОСАДОЧНОГО И МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Фаціальная схема типичного гидротермально-осадочного колчеданного месторождения включает три основных генетических типа руд — осадочный, осадочно-метасоматический и гидротермально-

метасоматический. Изучение связи этих типов руд друг с другом представляет интерес для раскрытия соотношений двух главных типов рудогенеза — осадочного и гидротермально-метасоматического. Однако при ознакомлении с большим числом колчеданных месторождений только в очистных выработках Урупского месторождения удалось проследить непрерывные переходы между всеми тремя рудными фациями.

В размещении различных типов руд на Урупском месторождении наблюдается два порядка зональности. Первый, общий, характеризуется следующей схемой чередования трех фациальных типов руд (снизу вверх): 1) гидротермально-метасоматические прожилково-вкрапленные, 2) осадочно-метасоматические сплошные и 3) осадочные слоистые. Сплошные руды контрастно обособлены от двух других типов и образуют основную рудную залежь. Зональность второго порядка выражается закономерным чередованием различных типов сплошных колчеданных руд внутри основной залежи. Это чередование происходит как в поперечном, так и в продольном направлениях. Поперечная зональность в наиболее простом своем выражении характеризуется следующей последовательностью (снизу вверх): 1) серная, 2) медно-цинковая и 3) существенно цинковая колчеданная руда. Но при прослеживании рудного тела в продольном направлении обнаруживается, что на многих участках поперечная зональность слабо или совсем не выражена, и основное тело характеризуется сравнительно однородным распределением меди и цинка.

Представляют интерес следующие соотношения основной залежи с образованиями почвы и кровли. Строение кровли индифферентно к неоднородности залежи. В хорошо дифференцированных и однородных участках кровля представлена кремнистыми сланцами или пачкой слоистых руд, имеющих один и тот же минеральный состав. В отличие от кровли характер почвы находится в коррелятивной связи со строением основной залежи. Почва участков с поперечно зональным строением всегда состоит из глубоко гидротермально измененных кварц-серицитовых и пиритизированных пород. В то же время участки, представленные плохо дифференцированной колчеданной рудой, подстилаются породами, слабо измененными. Эти соотношения указывают на несомненное родство процессов образования основной залежи и гидротермальных метасоматитов.

Качественно и количественно роль метасоматических процессов выявляется в участках сопряжения слоистых и сплошных руд.

На рис. 61 изображено одно из таких сопряжений в вертикальном разрезе. Пачка слоистых руд представлена ритмичным чередованием зеленых и красных туфосланцев с пластами медноколчеданной руды. В этой пачке отсутствуют какие-либо наложенные жильные выделения или метасоматические гидротермальные преобразования. Можно с уверенностью полагать, что в период осадения слоистой рудной пачки совершенно прекратилась восходящая

фильтрация гидротермальных растворов на площади, занимаемой пачкой. Все без исключения колчеданные слои внутри пачки представляют собой пирит-халькопиритовые руды с отношением пирит:халькопирит от 20:1 до 1:1 и редко менее. В слоистых рудах сфалерит отсутствует или имеется в виде незначительной примеси. Количество нерудных минералов (хлорита и кварца) колеблется от 50—60% объема в основании рудных слоев до 80—90% в их кровле. Нерудный материал представлен как скрытозернистым агрегатом, так и обломками, в том числе и очень крупными (до

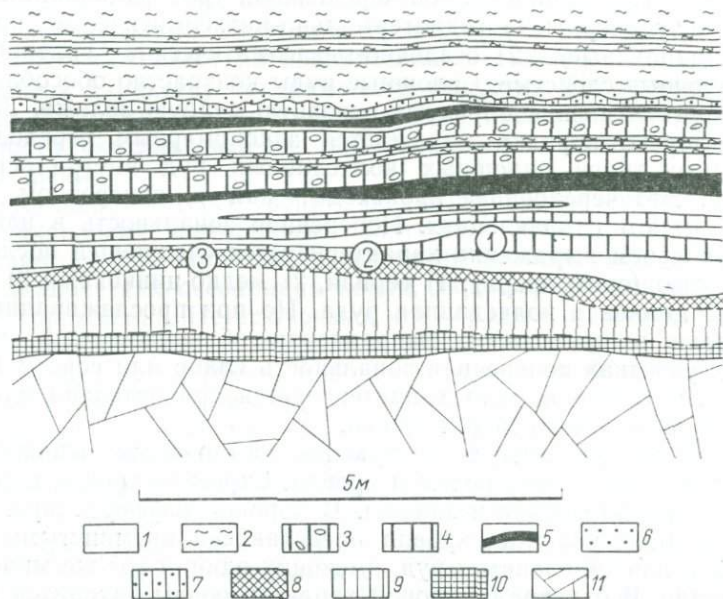


Рис. 61. Зарисовка стенки восстающего, характеризующая разрез рудного тела Урупского месторождения в участке сопряжения пачки осадочной медноколчеданной руды с дифференцированной основной залежью

1 — зеленые кремнисто-хлоритовые сланцы; 2 — красные кремнисто-гематитовые сланцы; 3 — слои конгломератовидной медноколчеданной руды; 4 — пласты тонкослоистой руды; 5 — весьма тонкий переслой кремнистого сланца и руды; 6 — кварцитовидная порода; 7 — кремнистая медноколчеданная руда; 8 — сплошная полосчатая медно-цинковая руда; 9 — брекчиевидно-полосчатая колчеданная медно-цинковая руда; 10 — серноколчеданная руда; 11 — гидротермально измененные породы. Цифры в кружке — зоны перехода

10 см в поперечнике) кислой лавы. Детально слоистые руды и их генезис были рассмотрены в разделе II.

Основная залежь на описываемом участке имеет мощность от 1,2 до 0,5 м. Большую часть ее разреза занимают колчеданные руды, отличающиеся высоким содержанием сфалерита, халькопирита и галенита. Верхнюю часть тела образует зона непостоянной мощности (в среднем 7—15 см) медно-цинковой полосчатой колчеданной руды, отличающейся максимальной концентрацией сфалерита (до 30% объема) и халькопирита (до 30%). Зона имеет тон-

кополосчатую текстуру. Сфалерит и более редкий галенит обособлены здесь в виде зернистых сравнительно однородных полосок среди полосок халькопирит-пиритового состава.

В рассматриваемом участке наблюдается слияние одного из осадочных рудных пластов с основной залежью. В зоне 1 (см. рис. 61) этот пласт и залежь разделены кремнисто-хлоритовым сланцем, в зоне 2 он непосредственно налегает на основную залежь, в зоне 3 пласт почти полностью замещен последней. В связи с мнением об осадочном способе образования рудного пласта и о накоплении основной залежи вследствие метасоматических и осадочных процессов совокупно в зоне встречи восходящего фильтрующегося потока газо-гидротерм с морской средой возникает следующий вопрос: отличаются ли между собой по минеральному составу и другим признакам части рудного пласта в зоне 1, где пласт отделен от залежи кремнисто-хлоритовым сланцем, и в зоне 3, где продолжению пласта отвечает верхняя часть залежи?

В зоне 1 рассматриваемый рудный пласт характеризуется тонкослойистой внутренней текстурой и состоит из слоев мощностью 1—1,5 см медноколчеданной руды и очень тонких (1—2 мм) слоев кремнистого сланца. В зоне 3, где пласт сливается с основной залежью, на его продолжении наблюдается грубополосчатая колчеданная руда, состоящая из различных по составу полосок сульфидов. Слойки сланца здесь отсутствуют. Изменения текстуры и состава пласта строго совпадают с областью слияния пласта с основной залежью и происходят в интервале 1—1,5 м. Все другие пласты осадочной пачки, залегающие над описываемым, вполне выдерживают мощность и внутреннее строение над зонами 2 и 3. Таким образом, отмеченные изменения в нижнем пласте пачки связаны не с изменением режима осаждения руды, а являются следствием влияния на пласт восходящих газо-гидротерм, обусловивших образование основной залежи в целом.

Резкие изменения испытывает минеральный состав пласта. В зоне 1 каждый из рудных слоев, являющихся составным элементом пласта, имеет закономерное для осадочных слоистых руд асимметричное строение и состоит из пирита, халькопирита и нерудного мелкокристаллического хлорит-кремнистого базиса. Количество сульфидов от основания к кровле слоев изменяется от 40 до 5% объема. Уменьшение количества сульфидов в кровле восполняется нерудным агрегатом. Одновременно с этими изменениями в направлении от почвы к кровле изменяется отношение пирит:халькопирит от 10:1 до 10:3. Сфалерит в описываемом пласте в зоне 1 отсутствует или очень редок.

В зоне 3 продолжение пласта представлено полосчатой медноцинковой колчеданной рудой. Общее количество сульфидов здесь возрастает до 85% объема. Главную роль среди них играют халькопирит и сфалерит. Относительная роль пирита резко снижается по сравнению с зоной 1, и он уже не является преобладающим минералом среди сульфидов. В качестве примеси присутствует

галенит. Рассматриваемый сульфидный агрегат дифференцирован на хорошо выдержанные, хотя и нерезко ограниченные полоски халькопирит-пиритового состава. В последних пирит развит незначительно. Мощность этих полосок равна 1—2 мм. Характерно, что у полосок совершенно не наблюдается асимметричная структура, как у слоек в зоне 1.

Рассмотренные изменения в рудном пласте в области смыкания его с основной залежью заключающиеся в значительном обогащении халькопиритом, сфалеритом и даже галенитом, нельзя свести к простому уплотнению пласта. При смыкании произошло изменение отношения пирит:халькопирит от 10:3 до 1:1 и обогащение пласта сфалеритом, а также галенитом, причем последний в зоне 1 отсутствует совершенно. Одновременно резко изменяется количество нерудного материала — примерно от 60% в зоне 1 до 15% в зоне 3. Нет сомнений в том, что рассматриваемые превращения осадочного рудного пласта обусловлены воздействием восходящих гидротермальных растворов, фильтровавшихся на участке смыкания пласта и основной залежи. Ряд других наблюдений позволяет раскрыть механизм этих превращений.

Описанные изменения отсутствуют в рудных пластах, залегающих непосредственно выше (см. рис. 61). Эти пласты за небольшим исключением представлены медноколчеданной рудой с отношением пирит:халькопирит около 10:3 и сульфиды:нерудный материал 1:2—1:1. В переходной зоне 2 поперечный разрез описанного рудного пласта, смыкающегося с основной залежью, неоднороден. Его нижняя половина выполнена полосчатой колчеданной рудой, отличающейся столь же высоким содержанием сфалерита и халькопирита, как и руда в зоне 3. Верхняя половина разреза представлена медноколчеданной рудой с низким содержанием меди и сульфидов вообще. В этой части хорошо выражена слоистость, причем каждый рудный слой асимметрично построен, как и в обычных осадочных рудных слоях. В направлении от зоны 2 к зоне 3 роль полосчатой медно-цинковой руды в разрезе пласта последовательно возрастает. Однако даже в зоне 3 бедные медью осадочные руды не вытесняются из пласта полностью (см. рис. 61). Здесь в кровле имеется полоска руды мощностью 2—3 мм, которая по содержанию сульфидов и нерудного материала такая же, как и руда в этом пласте в зоне 1. Выше на эту полоску налегает хлоритовый туфосланец.

Описанные соотношения позволяют прийти к выводу, что воздействие восходящих фильтрующихся растворов на пласт осадочной руды имело место в период осаждения пласта, но прекратилось раньше, чем началось отложение перекрывающего туфосланца.

Неровная и в целом отчетливая граница между двумя типами руды внутри рудного пласта занимает несогласное к слоистости положение (см. рис. 61, переход между зонами 2 и 3). Такое положение границы объясняется преобразованием осадочного пласта

руды восходящими растворами при последовательном сужении площади потока растворов в направлении от зоны 2 к зоне 3.

Рассмотренные особенности строения области смыкания осадочного рудного пласта с основной залежью указывают, что отложение медно-цинковой руды в зоне смыкания было обусловлено как хемогенным осаждением, так и привнесом и отложением сульфидов снизу. Роль каждого из этих процессов видна из сравнения минерального состава зон 1 и 3. Отложение практически всего количества сфалерита и галенита и большей части халькопирита связано с привнесом рудного вещества снизу. Механизм образования руд в зоне 3 очень сложен. Вероятно, большую роль в нем играли метасоматические процессы, приводившие к замещению почти всего нерудного осаждающегося материала сульфидами. Этим можно объяснить вдвое и более высокую насыщенность сульфидами зоны 3 по сравнению с зоной 1.

Тонкой слоистости рудного пласта в зоне 1 соответствует тонкая полосчатость руды на продолжении пласта в зоне 3. Как было отмечено, слоистость выражена чередованием рудных и сланцевых слоев, полосчатость — чередованием сфалерит-галенитовых и пирит-халькопиритовых полосок. На этом примере видно, что полосчатость и дифференциация руд в зоне 3 на цинковые и медные не может рассматриваться как результат ритмичного хемогенного осаждения. В то же время косвенная связь между полосчатостью и слоистостью существует. Прежде всего, та и другая возникли одновременно в одном и том же пласте, но в генетически различных зонах. Возможно, полосчатость в зоне 3 генетически связана с ритмично-пульсирующим поступлением гипогенных растворов в область рудоотложения, что в частности, подтверждается ритмично-слоистым строением пачки осадочных руд.

Процесс накопления полосчатых руд представляет собой суммарный эффект осаждения сульфидов и нерудного материала сверху и сложной метасоматической переработки осадка и отложения при этом сульфидов под влиянием гидротермальных растворов, фильтрующихся снизу.

Строение области смыкания осадочного пласта медноколчеданной руды с основной залежью позволяет обсудить вопрос о дифференциации основной рудной залежи в целом. Из рис. 61 видно, что верхняя зона медно-цинковых полосчатых руд основной залежи имеет в различных участках мощность одного и того же порядка. Но вместе с тем эта зона в правой части рис. 61 сформировалась еще до отложения перекрывающего слоя хлоритового сланца, тогда как в левой части (область 3) — позже, причем здесь в состав основной залежи включен переработанный слой хлоритового сланца.

Следовательно, более длительный период образования основной залежи в зоне 3 не ознаменовался наращиванием мощности верхней зоны медно-цинковых полосчатых руд, хотя общая мощность основной залежи возросла.

Генетическая интерпретация этой особенности состоит в том, что медно-цинковые руды верхней зоны отложились в процессе миграции и переотложения сульфидов меди, цинка и свинца из участков, ранее занимавших более низкий уровень в разрезе залежи. Основной причиной переотложения было воздействие на нижележащие руды фильтровавшегося потока восходящих вулканических газо-гидротерм. Избирательно растворяя сульфиды цинка и меди в более глубоких и в то же время хорошо орошаемых частях разреза как рудного тела, так и метасоматически измененных пород, этот поток затем отлагал часть из них на границе осадка с морской водной толщей. Восходящая миграция фронтальной верхней зоны медно-цинковых руд прекратилась с прекращением фильтрации газо-гидротерм снизу. Поскольку фильтрация прекращалась неодновременно в различных участках площади накопления рудной залежи, то зона полосчатых руд, являющаяся кровлей основной залежи, занимает косое, секущее по отношению к слоистости, положение в разрезе (см. рис. 61).

В описанном участке наиболее отчетливо раскрывается характер взаимодействия двух типов колчеданного рудообразования — метасоматического, протекавшего в процессе восходящей фильтрации глубинных газо-гидротерм, и хемогенно-осадочного. Нетрудно видеть, что хемогенно-осадочный процесс самостоятельно мог развиваться только на тех площадях, где восходящая фильтрация гипогенных растворов полностью прекращалась.

Весь участок развития слоистых осадочных руд на восточном фланге Урупского месторождения (см. рис. 1) необходимо рассматривать как область, где восходящий поток гидротермальных растворов проявлен в течение более короткого времени, чем на соседних участках. В этой связи следует рассматривать и особенности строения здесь главной рудной залежи, в том числе ее небольшую мощность и наличие генетически разнородных типов руд.

Определение условий избирательного накопления сфалерит-галенит-халькопиритовых руд в кровле основной залежи Урупского месторождения должно исходить из следующих предпосылок:

- 1) среди руд хемогенно-осадочного типа полиметаллические разности не встречены и, следовательно, они не накапливались в процессе гравитационной хемогенной седиментации;
- 2) полиметаллические руды предпочтительно концентрировались в кровле метасоматически-осадочной основной залежи, на контакте последней с перекрывающей водной толщей;
- 3) привнос необходимых компонентов — соединений цинка, свинца и меди — происходил снизу в восходящем фильтрующемся потоке гипогенных растворов;
- 4) поток газо-гидротерм вызвал направленно снизу вверх переотложение ранее выделившихся сфалерита, халькопирита и галенита, благодаря чему в любой период накопления основной залежи эти минералы концентрировались в виде подвижной фронтальной

зоны непосредственно на границе залежи с морской средой. Резкое снижение температуры в восходящей колонне растворов на границе с морской средой было причиной распада растворимых комплексных соединений металлов и отложения последних в виде сульфидов.

Градиент концентрации растворов, обусловленный разбавлением гипогенных газо-гидротерм при смешении их с морской водой, сказывался, в частности, в снижении активности группы кислотных соединений. Снижение кислотности в разрезе накапливающейся залежи логично рассматривать как одну из причин концентрации в ее верхней части сульфидов, легко растворимых в кислотах, а в нижней — слабо растворимых. Пирит, халькопирит и сфалерит, образующие около 100% общего объема сульфидов колчеданных руд, характеризуются соответственно как трудно, слабо и хорошо растворимые соединения в неорганических кислотах (Петрашень, 1948).

Существование в зоне рудоотложения градиента редокс-потенциала косвенно подтверждается образованием в кровле колчеданной залежи Урупского месторождения кремнисто-гематитовых осадков. Следовательно, в общем морская среда обладала окислительными свойствами. В связи с этим в верхней части рудной залежи должны были избирательно концентрироваться сульфиды, более устойчивые к окислению, в нижней — менее устойчивые. Для галенита, сфалерита и моносulfида железа равновесный редокс-потенциал равен $-0,10$, $-0,18$ и $-0,20V$ ($pH=7$, $t=25^\circ C$, $p=1$ атм) соответственно (Скрипченко, 1969₂). В разрезе гидротермально-осадочной сульфидной залежи сфалерит и галенит могут, согласно своим термодинамическим свойствам, избирательно концентрироваться в верхней части, сульфиды железа — в нижней.

В заключение отметим следующие выводы.

1. Накопление дифференцированной залежи медно-цинковых колчеданных руд Урупского месторождения представляет собой результат сочетания осадочного и гидротермально-метасоматического процессов. Возможные причины образования поперечной зональности типов (снизу вверх): серноколчеданная, медноколчеданная, полиметаллическая колчеданная руда — заключаются в существовании в поперечном разрезе накапливающейся залежи градиентов концентрации, окислительно-восстановительных свойств и температуры.

2. На степень дифференцированности колчеданных руд большое влияние оказывали геологические факторы, в частности неоднородность восходящего потока газо-гидротерм на площади рудной залежи. Для зонального распределения сульфидов был необходим некоторый оптимальный режим динамики фильтрации растворов сквозь сульфидную залежь. Это достигалось далеко не на всей площади залежи, что и определило неоднородность последней в продольном направлении.

ХIII. ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ОСАДОЧНОГО СУЛЬФИДНОГО ПРОЦЕССА В БАЗАЛЬТОИДНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Разработка теоретических закономерностей осаждения сульфидных руд вулканических толщ, к сожалению, не может основываться на моделях современных природных процессов. В областях моря гидротермально-осадочная аккумуляция сульфидов встречается крайне редко и по многим причинам не поддается детальному изучению. В ископаемых гидротермально-осадочных месторождениях во всей полноте может быть изучен результат процессов — различного рода рудные агрегаты, несущие в себе многогранную статическую информацию. Эта информация будет тем полнее и достовернее, чем менее изменены руды последующим метаморфизмом. Разработка современной теории вулканогенной сульфидной седиментации пока зиждется на выявлении и изучении форм осаждения сульфидов, их структуры и морфологии и форм соотношений с другими минеральными агрегатами.

1. ХЕМОГЕННОЕ ОСАЖДЕНИЕ — ОСНОВНОЙ МЕХАНИЗМ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Центральным вопросом происхождения осадочных руд является объяснение способа отложения основной массы кристаллических и землистых сульфидных выделений, образующих эти руды.

Ритмично-слоистое строение руд, выраженное чередованием сульфидных и нерудных слоев, а также дифференцированным полойным распределением обломочного материала, первопричинно связано с ритмично-пульсирующим поступлением рудоносных газогидротерм и пирокластического материала в область седиментации. В слоях отсутствуют или слабо проявлены признаки, которые указывали бы на динамику водной среды, как ведущий фактор дифференциации и накопления осадков.

Окислительно-восстановительные свойства среды накопления руд определяются по формам нахождения железа в слоях. Существование кислородной зоны и зоны с восстановительными свойствами в бассейнах накопления колчеданных руд подтверждается наличием двух типов осадочных слоистых руд: сульфидно-гематитового и сульфидно-хлоритового. Факт существования сульфидно-гематитового типа руд, состоящего из взаимоисключающих или имеющих теоретически ничтожную вероятность образования выделений сульфидов и окислов железа, объясняется коренным различием характера и природы редуцента при образовании гидротермально-осадочных и нормально осадочных сульфидных накоплений.

Как показали исследования И. И. Волкова и др. (1957, 1968) донных илов Черного моря, независимо идет ли накопление илов в кислородной или сероводородной зонах, в илах в конечном итоге отлагаются сульфидные и силикатные соединения закисного железа. На поверхности илов в кислородной зоне моря имеется реакционная пленка или иловый слой мощностью не более 2,5 см, содержащие окислы железа. Но по мере осаждения нового материала последние подвергаются редуции и замещению сульфидами железа. Редукентом служит органическое вещество. При нормальном течении осадочного процесса даже в кислородной зоне моря маловероятно образование тонкого переслоя железистоокисных и сульфидных руд, подобного переслою в сульфидно-гематитовых слоистых рудах.

Возникновение тонкого переслоя сульфидных и гематитовых осадков и слоев, состоящих одновременно из сульфидов железа и гематита, имеющих в колчеданных месторождениях, логично объясняется гидротермально-осадочной концепцией. В данном случае обильный привнос в море сероводорода и других газов и растворенных компонентов сужает или сводит к нулю роль органического вещества как редуцента. Редуцентом служит преимущественно гипогенный сероводород. Колебание содержания сероводорода, вызванное пульсацией источника газо-гидротерм и окисляющим воздействием поверхностной водной среды, определяет повторяемость преобладания окисных или закисных минералов железа в рудных осадках.

Тесная ассоциированность дисульфидов железа и гематита в слоистых рудах наблюдается благодаря тому, что ни раннедиагенетические, ни метаморфические процессы не сопровождалась радикальным выравниванием минерального состава путем замещения окисных форм железа закисными, или наоборот. В рудных осадках на любой стадии их существования отсутствовали значительные количества редуцирующих или окисляющих соединений. Ассоциация окислов и сульфидов железа в слоистых сульфидно-гематитовых рудах могла возникнуть преимущественно осадочным путем.

Рассмотрим некоторые необходимые для понимания генезиса осадочных колчеданных руд детали процесса отложения сульфидов железа в донных осадках кислородной зоны Черного моря по И. И. Волкову и др. (1968). Современные осадки здесь на глубинах 100—150 м представлены глинистыми илами с небольшой примесью алеврита и фрагментов раковин *Mediola*. Поверхностный слой мощностью от 3 до 2 см представляет собой окисленную зону, в которой реакционно способное железо присутствует только в трехвалентной форме в виде гидроокисей и гидратов окиси. Ни в одном случае здесь не обнаружены даже следы закисного железа. Это обстоятельство связано с тем, что закисное железо речных стоков полностью окисляется при осаждении в стометровой толще морской воды.

Ниже поверхностного слоя на глубине от 2 до 5 см происходит частичное, но значительное восстановление окисного железа и редукция сульфатов с образованием коллоидного сернокислого железа (гидротроилита) и пирита. Характерно, что смесь Fe^{3+} и Fe^{2+} сернистого имеется только в тонкой пленке под окисным слоем. Эти компоненты теоретически исключают друг друга. Их совместное нахождение объясняется высокой скоростью процесса восстановления и неравномерностью распределения редукционных очагов на фронте замещения окисного слоя.

Схема образования сульфидов железа, вытекающая из отмеченных соотношений, следующая. Сероводород, генерирующийся за счет органогенного восстановления сульфата, частично связывается в осадке в виде гидротроилита, частично перерабатывается бактериями в свободную серу. Последняя взаимодействует с гидротроилитом, образуя пирит. Приведенная схема во многих отношениях неприемлема для объяснения механизма отложения осадочных колчеданных руд. Так, в сульфидно-гематитовых рудах устойчиво сосуществуют минералы окисного и закисного железа. Эти руды на Урупском, Худесском, Блявинском и Комсомольском месторождениях перекрыты толщей зеленых туфов и лав с прослоями углестобитуминозных сланцев, отложившихся в глубоководно-восстановительной среде. Но при образовании сульфидно-гематитовых руд накопление органического вещества не происходило, и в осадке не было энергетических ресурсов для редукции окислов железа. Выделение основного количества рудных минералов, образующих сульфидно-гематитовые руды, происходило как в верхних кислородных зонах водной толщи, так и в нижних сульфидных, в том числе и на границе осадок — вода.

Принципиальное различие существует между формами осаждения сульфидов при диагенетически-осадочном и гидротермально-осадочном накоплении. В первом случае пирит возникает в процессе диагенетического замещения гидротроилита, во втором, как было показано в предыдущих главах монографии, кристаллические выделения пирита относятся к первичным хемогенно-осадочным. Данная особенность накопления гидротермально-осадочных руд не является исключительной. Ее аналогию можно найти в образовании осадков в сероводородных областях Черного моря. Согласно диаграмме И. И. Волкова и В. Ф. Севостьянова (рис. 62), здесь на поверхности донных осадков отсутствует зона окисления, количество сероводорода велико. Основным сульфидом железа в поверхностном слое, как и глубже, служит пирит, тогда как роль гидротроилита незначительна. Количество пирита сравнительно велико непосредственно на поверхности и на глубину мало изменяется. Отсюда следует, что значительная часть пирита образуется в данном случае в момент осаждения непосредственно на границе донный осадок—вода, а не в толще осадка в стадию диагенеза. Такое течение процесса, вероятно, связано с обилием сероводорода в водной толще.

Первичные формы осаждения дисульфида железа были выявлены при изучении слоистых колчеданных руд по ряду характерных признаков, представляющих общий интерес для диагностики ископаемых сульфидных руд гидротермально-осадочного типа. Укажем главные из этих признаков.

Простые и блочные кристаллы пирита и агрегатные сульфидные выделения содержат признаки раннедиагенетических изменений. В сульфидно-гематитовых рудах осадочные сульфидные зерна частично окислены благодаря десорбции кислорода из цементирующего осадка. Характерно, что именно в этих рудах имеются позднедиагенетические выделения марказита (Комсомольское

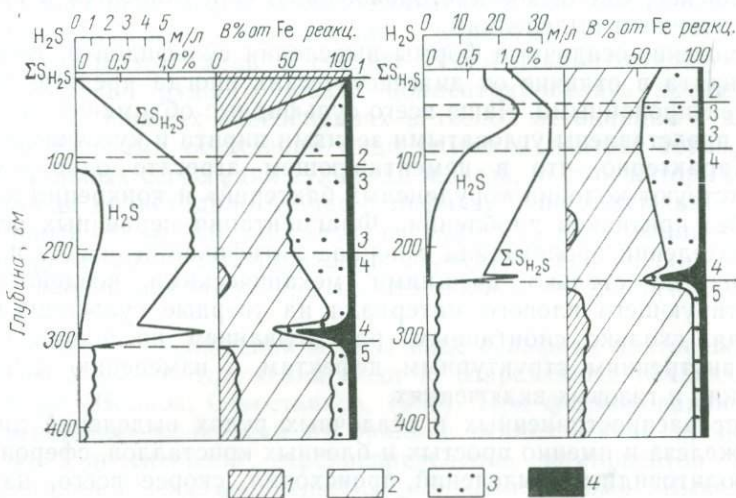


Рис. 62. Схема окислительно-восстановительных процессов диагенеза в отложениях кислородной (слева) и сероводородной (справа) областей Черного моря. По И. И. Волкову и В. Ф. Севостьянову, 1968

1 — Fe³⁺, 2 — Fe²⁺, 3 — Fe — пиритное, 4 — Fe гидротроилитовое. Цифрами на диаграммах обозначены следующие зоны: 1 — окисленная, 2 — переходная, восстановительная, 3 — восстановленная, 4 — зона новозвксинских осадков, измененных за счет диффузии H₂S, 5 — неизмененные новозвксинские отложения

месторождение), не несущие признаков окисления. Таким образом, первичные сульфиды в сульфидно-гематитовых рудах выделились явно до диагенетических изменений осадка. Для осадочных пиритных зерен сульфидно-хлоритовых слоистых руд (Сибайское месторождение) характерно простое зональное строение. Центральное поле этих зерен представлено идиоморфным кристаллом, внешнее — регенерационной неправильно ограниченной каймой. Рост этих зерен происходил в два периода, причем в ранний осадочный период рост зерна не ограничивался средой, в поздний, диагенетический, рост каймы происходил в осадке и форма каймы зависела от твердых частиц, окружающих зерно.

В осадочных колчеданных рудах наблюдается многообразие форм выделения одного и того же сульфида. Например, для дисульфида железа насчитывается около десятка форм в одном и том же рудном слое. Характерны идиоморфные кристаллы и их фрагменты, оолиты землистого дисульфида, выделения типа «оруденелых бактерий», конкреции марказита, оолитовые срастания пирита и халькопирита и другие. Эти различные формы существуют независимо друг от друга и являются первичными выделениями. Простые и блочные обособленные идиоморфные кристаллы пирита не содержат включений «оруденелых бактерий» или микроконкреций марказита, образовавшихся в условиях диагенеза слоистых руд (Блявинское, Сибайское месторождения). Они относятся к первичным осадочным выделениям.

Хемогенно-осадочные формы выделения сульфидов и, в частности, пирита в отличие от диагенетических иногда представляются фрагментированными. Чаще всего сульфидные обломки в слоистых рудах представлены угловатыми зернами пирита и кусочками оолитов. Характерно, что в цементирующем агрегате одновременно присутствуют колонии «оруденелых бактерий» и конкреции марказита без признаков дробления. Фрагментация первичных осадочных выделений происходила в период литификации осадка и была вызвана не столько внешними механическими воздействиями цементирующего илового материала на твердые сульфидные выделения, сколько спонтанным раскалыванием последних благодаря внутренним структурным дефектам и изменению давления в жидких и газовых включениях.

Рост распространенных в осадочных рудах выделений дисульфида железа и именно простых и блочных кристаллов, сферондальных оолитовидных выделений происходил, скорее всего, на границе осадок—водная толща. Образование хорошо окристаллизованных рудных минералов имеет место на границе осадок—вода и в условиях современного субмаринного седиментогенеза. Среди аутигенных минералов донных осадков Тихого океана, по данным В. П. Петелина (1965), распространен пирит хемогенного происхождения. Образование хемогенных минералов здесь В. П. Петелин описывает следующим образом: хемогенные аутигенные минералы возникают в водной среде на границе вода—осадок или в толще осадков в виде мельчайших кристаллических образований. Эти образования постепенно растут и при благоприятных условиях некоторые из них могут развиваться в довольно крупные кристаллы, агрегаты кристаллов, кристаллические или скрытокристаллические тела. В данном примере важен факт образования кристаллов и кристаллических обособлений хемогенным путем в момент седиментации осадка на границе вода—осадок. Этому, возможно, благоприятствует сравнительно низкая скорость накопления осадка.

Среди хемогенно-осадочных колчеданных руд имеются структурно однородные криптокристаллические руды. На Озерном месторождении они образуют крупные рудные тела и характеризуются

очень высоким для седиментных руд отношением сульфиды:нерудные минералы, равным около 10. Как было показано, осаждение таких руд происходило с высокой скоростью путем выпадения сульфидных гелей из концентрированных водных растворов. Высокосульфидные водные среды могли возникнуть в виде локальных донных бассейнов вследствие ограниченной смесимости гипогенных рудных растворов и морской воды. Примеры таких бассейнов в настоящее время известны на дне некоторых морей.

Первичные минеральные формы отложения меди в осадочных рудах не поддаются выявлению. Все наблюдаемые типы сростаний халькопирита, борнита и пирита содержат признаки перекристаллизации первичных сульфидных сегрегаций. Внутри различного рода сульфидных обособлений халькопирит как главный сульфид меди находится в тесном сростании с пиритом.

Таким образом, медь в стадию седиментации и диагенетических изменений рудного осадка концентрировалась преимущественно в сульфидных обособлениях в тесной ассоциации с дисульфидами. Очагами осаждения меди служили центры образования коллоидальных сегрегаций сульфида железа, внутри которых осаждение меди происходило в виде сульфида. В последующем эти нестабильные смеси раскристаллизовывались в виде различных по структуре пирит-халькопиритовых агрегатов. Их внешняя форма и внутренняя микротекстура наследовались от первичных сегрегаций.

Возможность осаждения меди в виде сульфида подтверждается данными о форме отложения меди в современных осадках Черного моря (Волков, Севостьянов, 1968). При формировании железо-марганцевых конкреций на границе осадок — вода происходит довольно интенсивное перераспределение компонентов между окисленными и восстановленными иловыми слоями. Выведенные И. И. Волковым коэффициенты перераспределения колеблются от 40,0 для марганца до 0,7 для меди. Медь в данных условиях оказывается практически неподвижным компонентом в отличие от таких элементов, как железо (5,0), фосфор (3,7), кобальт (2,5), молибден (3,5), вольфрам (1,2), ванадий (1,1). Низкая подвижность меди объясняется тем, что она накапливается в иловом осадке в виде труднорастворимого сульфида.

2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАЖДЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД

В различных и нередко в одних и тех же колчеданных месторождениях осаждение слоистых колчеданных руд происходило в разнородных условиях внешней среды. Отдельные тела осадочных руд имеют признаки образований, отложившихся в восстановительной среде. Эти руды генетически гетерогенны. Они содержат аутигенные сульфиды, главным образом хемогенно-осадочного происхож-

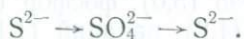
дения, а также возникшие в стадию диагенеза осадков, в том числе сульфидные выделения, связанные с биохимической редукцией сульфатов. Нерудные компоненты здесь представлены хлоритом или иногда углисто-битуминозным веществом, характеризующим условия накопления руд как глубоковосстановительные. Внутри рудных слоев, как правило, отчетливо выражено асимметричное изменение размеров зерен и уменьшение общего объема сульфидов снизу вверх. В то же время зональное распределение сульфидов меди для них не характерно.

Для другого типа слоистых руд — сульфидно-гематитового — характерна тесная ассоциированность хомогенно-осадочных сульфидных выделений с гематитом. Здесь отсутствуют или незначительно развиты формы сульфидов, отложившиеся в условиях диагенетической редукции сульфатов. Осаждение этих руд происходило в среде с относительно более высокой окислительной способностью. В поперечном разрезе почти каждого слоя проявляется отчетливая зональность в распределении сульфидов меди.

Существование двух отмеченных генетических типов осадочных руд, находящихся в одном и том же месторождении, указывает, что образование зонального сульфидно-гематитового типа происходило в условиях активного взаимодействия гипогенных рудоносных растворов с кислородсодержащими водами поверхности.

а. Режим серы при осаждении колчеданных руд

Сульфидоотложение в современных иловых осадках морей и соленых озер происходит в процессе редукции сульфатов морских вод при окислении органического вещества (Страхов, 1962; Волков, Севастьянов, 1968). Если учесть, что родоначальная сера мантии, послужившая источником сульфатов, была сульфидной (Виноградов, 1964, 1967), то осадочно-диагенетический процесс сульфидоотложения замыкает следующий цикл серы:



(мантия) (море) (осадок)

Осаждение колчеданных руд вулканических формаций происходит вследствие прямого неорганического химического осаждения либо при распаде комплексных сульфидных соединений, либо при воздействии на растворимые соли металлов сероводорода и других сернистых соединений.

В сульфидно-гематитовом типе руд, развитом в том или ином количестве почти на всех колчеданных месторождениях, сульфиды тесно ассоциируются с окисно-железистыми кремнистыми осадками. Характерными раннедиагенетическими изменениями сульфидных выделений здесь является их окисление, сопровождающееся частью выщелачиванием, частью замещением сульфидов гема-

титом. В этих условиях практически исключалась возможность накопления сульфидов путем редукции сульфатов. Примесь органического вещества в данном случае окислялась кислородом, сорбированным в осадке. Таким образом, единственным источником сульфидной серы, необходимой для осаждения сульфидов, здесь были сернистые соединения магматического происхождения. Сам факт теснейшей ассоциации окисно-железистых осадков и сульфидов железа делает нормальную схему диагенетически-осадочного отложения сульфидов в основном неприемлемой для гидротермально-осадочных руд вулканических формаций, а также подтверждает важную роль неорганического прямого осаждения сульфидов при накоплении этих руд.

Соотношение дисульфид-моносulfид железа. Колчеданные месторождения в отличие от других сульфидных месторождений содержат огромные массы дисульфидов железа, до миллиардов тонн. Это связано с привнесом из глубинных вулканических, по-видимому, подкоровых источников больших количеств сульфидной серы. Наряду с дисульфидом железа в колчеданных рудах встречается моносulfид железа — пирротин. Объяснение причин образования дисульфидов и моносulfидов одного и того же элемента — железа в одной и той же геологической обстановке представляет интерес для минералообразования (Бетехтин, 1955; Скрипченко, 1969₁).

Широкое распространение дисульфидов железа в горных породах и рудах различного генезиса свидетельствует о высокой устойчивости этих минералов в большом интервале физических условий. Однако экспериментальное лабораторное получение дисульфидов при нормальных температуре и давлении в водных растворах встречает определенные трудности. При взаимодействии сероводорода с растворами, содержащими ионы железа, осаждается преимущественно моносulfид (Вегнер, 1964).

Условия равновесия сульфидов железа в расплавах по данным С. А. Есина и П. В. Гельда (1962), Г. Куллера и Х. Иодера (1966) зависят от температуры, давления и количественных соотношений серы и железа и выражаются на диаграммах фазовых превращений в координатах T — P —концентрация. При низкотемпературном сульфидообразовании в водных растворах условия равновесия определяются более сложными причинами. Для отдельных минеральных водных электролитов, например, труднорастворимого сульфидов, находящегося в равновесии с продуктами его диссоциации в водном растворе, равновесие можно выразить с помощью Eh — pH диаграмм.

Применительно к дисульфиду и моносulfиду железа эти диаграммы будут отображать условия равновесия в том случае, если последнее зависит от окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств среды и устанавливается при очень низкой суммарной концентрации (около 0,1 м/л) ионов S^{2-} и S_2^{2-} в растворе. Представление о том, что окислительно-восстановительные свойства являются главным фактором, регулирующим соотношения между

дисульфидом и моносульфидом железа, неоднократно подчеркивалось геохимиками. А. Г. Бетехтин (1955), имея в виду ряд валентности серы $S^2 - S_2^{2-} - S^0 - S^{4+} - S^{6+}$, отметил, что ион S_2^{2-} устойчив в более окислительной среде, чем ион S^{2-} , и пришел к выводу об образовании дисульфидов железа в более окислительных водных средах по сравнению с моносульфидами.

К настоящему времени накоплены данные по экспериментальному осаждению сульфидов железа в водных растворах и условиях образования их в сульфидных месторождениях и областях современного осадконакопления. На основе этих данных рассмотрим факторы равновесия между дисульфидом и моносульфидом железа.

Выделение стабильной моносульфидной или дисульфидной минеральной фазы зависит прежде всего от состояния серы в среде минералообразования, поскольку второй компонент в тех и других соединениях представлен двухвалентным железом. В нормальных условиях молекулярная сера имеет структуру восьмиатомных колец S^0_8 и обнаруживает большую способность полимеризоваться. К простым (мономерным) сульфидным соединениям относятся сероводород и сульфиды металлов, в которых анион представлен S^{2-} . К полимеризованным сульфидам относятся полисульфиды водорода и их соли, среди которых особенно распространены полисульфиды щелочных металлов. Основу молекулы полисульфидов составляет открытая цепь атомов серы. Простейшая цепь состоит из двух атомов и наблюдается в дисульфиде водорода ($H-S-S-H$). В более сернистых полисульфидах число атомов в цепи достигает восьми и иногда более (Феер и др., 1961). Линейное строение цепей доказано спектрами комбинационного рассеивания полисероводородов и другими их физическими константами (Шмидт, 1965). Расстояние между атомами серы в цепях сульфидов равно около 2,1 Å. Такого же расстояния между атомами серы в ионе S_2^{2-} в пирите и в кольце молекулы S^0_8 (Борнеман-Старынкевич, 1964). Оно заметно меньше двойного ионного радиуса S^{2-} , равного 3,48 Å. Все это подтверждает однотипный ковалентный характер связи атомов серы в полисероводородах, самородной сере и пирите.

Общая структура восьмиатомного кольца серы показана на рис. 63, где отмечены электроны на валентных орбитах $3s^2$ и $3p^4$. Общее количество этих электронов в кольце — 48, но благодаря ковалентной связи каждый атом на уровне главного квантового числа 3 окружен восемью электронами и в целом приобретает устойчивую электронную оболочку аргона ($1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6$). На основе структуры кольца рассмотрим структуру полисульфидионов. Отрывая от кольца последовательно по одному нейтральному атому и добавляя в оставшуюся цепь два электрона, необходимых для сохранения устойчивой химической связи, получим следующий ряд ионов: (S^0_8), S_7^{2-} , S_6^{2-} , S_5^{2-} , S_4^{2-} , S_3^{2-} , S_2^{2-} , S^{2-} . Как уже упоминалось, структура полисульфидных цепей линейная. Поэтому валентное состояние атомов серы внутренней части цепей то

же, что и атомов в кольце S_8 . Согласно Ф. Фееру и др. (1961), катионы в полисульфидах располагаются на концах цепей и соответственно цепочка полисульфид-иона замыкается двумя отрицательно заряженными атомами.

Спаренный ион серы (S_2^{2-}) в отличие от простого сульфид-иона (S^{2-}) представляет собой начальное звено полимерной цепи серы. Вероятность существования его как свободного иона в слабо концентрированных водных растворах, скорее всего, такова же или незначительно выше, как и вероятность существования более сернистых ионов и самородной серы.

Условия получения полисульфидов водорода и щелочных металлов описаны М. Шмидтом (1965) и Ф. Феером и др. (1961). Полисульфиды водорода образуются при электрохимическом восстановлении SO_2 на катоде. Образующаяся при этом $H_2S_2O_4$ в сильно кислой среде разлагается на H_2SO_3 и полисульфиды водорода. Опыты, заключающиеся в анодном окислении H_2S , не привели к образованию полисульфидов. Это обстоятельство показывает, что вопреки логичной схеме образования полисульфидов окислением ионов S^{2-} в S_2^{2-} , S_3^{2-} и др., создание окислительной обстановки не обуславливает синтеза полисульфидов за счет моносульфидов. Необходимым условием является высокая концентрация самородной серы в водных растворах. Это условие следует распространять и на образование иона S_2^{2-} , как простейшего полисульфид-иона.

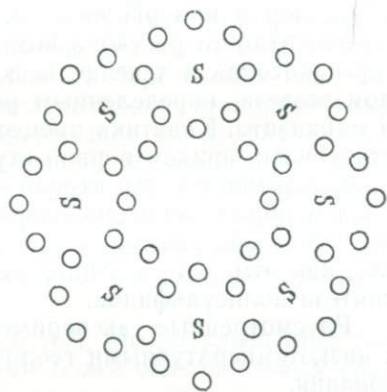


Рис. 63. Структурная схема восьмиатомного кольца серы. Кружками вокруг атомов серы отмечены электроны $3s^2$ и $3p^4$

Еще одна особенность электрохимического синтеза полисульфидов водорода заключается в отсутствии на катоде среди продуктов восстановления моносульфида водорода, несмотря на высокую плотность тока (до $0,2-0,3$ а/см²) и низкий катодный потенциал (до -5000 мв), а также высокую общую концентрацию серы ($3,5N$ раствор H_2SO_4 , содержащий один моль на литр SO_2) (Феер и др., 1961). Более того, при увеличении продолжительности электролиза в составе полисульфида возрастает содержание серы. Так, после 30 минут электролиза полисульфид соответствует формуле $H_2S_{5,3}$, 60 минут — $H_2S_{9,3}$, 120 минут — $H_2S_{11,4}$. Нижний предел плотности тока при электролизе достигает $0,03$ а/см². Катодный потенциал, соответствующий этой плотности тока, равен около -50 мв.

Из приведенных данных следует, что изменение окислительно-восстановительных условий не оказывает прямого влияния на

соотношение полисульфид — моносулфид, так как даже глубокое восстановление SO_2 не приводит к образованию на катоде сероводорода.

Химическое осаждение сульфидов железа было исследовано Р. Бернером (Berger, 1964). В основе его опытов лежит известная реакция осаждения сернистого железа из раствора железного купороса под воздействием сероводорода. Опыты выполнялись при избыточной концентрации сульфидной серы в растворе. pH раствора изменялся от 3 до 8, температура — от 20 до 90°С. Продуктами реакций почти всегда были различные кристаллические модификации моносулфида железа, в том числе пирротина, а также аморфный сульфид. Дисульфиды железа были получены в опытах, проводившихся при интенсивной диффузии кислорода воздуха в раствор и при pH ниже 4. Благодаря окислению сероводорода на поверхности раствора возникала пенная пленка элементарной серы, которая в течение нескольких часов замещалась дисульфидом железа, определенным рентгенометрически как смесь пирита и марказита. Кинетика процесса не вполне ясна. Он протекал явно ступенчато, причем первой ступенью было окисление сероводорода с образованием серы, второй — восстановление серы до дисульфидиона и образование дисульфида железа. Выделению дисульфида способствовала высокая концентрация серы в реагирующей среде, что, как отмечалось выше, необходимо и для электрохимического синтеза полисульфидов.

Рассмотренные экспериментальные данные можно сравнить с низкотемпературными геологическими процессами сульфидообразования.

Известным примером соотношений дисульфид — моносулфид железа является замещение пирротина марказитом в зоне гипергенеза полиметаллических месторождений. Гипергенный марказит образуется в процессе околотрещинного метасоматического замещения зернистых агрегатов пирротина. Геохимически результат процесса заключается в накоплении в зоне окисления сульфидной серы и избирательном выщелачивании некоторого количества железа. Сходная аккумуляция восстановленных форм серы наблюдается при гипергенном изменении колчеданных залежей. На Худеском месторождении (Северный Кавказ) линза самородной серы мощностью 0,5 м возникла на глубине около 10 м в контакте серноколчеданной руды с боковыми породами. Причиной образования было окисление и частичное выщелачивание пиритного агрегата под действием слабо просачивающихся поверхностных вод. Избирательное выщелачивание железа происходило в виде железного купороса — одного из главных компонентов рудничных вод. Общий вид реакции окисления пирита в данном случае: $\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2 = \text{FeSO}_4 + \text{S}^\circ$. В обоих примерах сера имеет тенденцию к накоплению в отдельных участках зоны гипергенеза, что, возможно, является основной причиной замещения пирротина более сернистым сульфидом — марказитом.

Соотношения дисульфидных и моносulfидных соединений прослеживаются в зональных месторождениях медистых песчаников. Г. Дэвис (Davis, 1954) и В. С. Домарев (1960) относят эти месторождения к осадочным рудным образованиям, а их зональность рассматривают как зональность отложения. Внутри пластов медистых песчаников зоны чередуются в продольном направлении в одной и той же последовательности: 1) пиритная, 2) пирит-халькопиритовая, 3) халькопиритовая, 4) борнит-халькопиритовая, 5) борнитовая, 6) борнит-халькозиновая, 7) халькозиновая. Первые две зоны наиболее сернисты; они выполнены дисульфидом железа и халькопиритом; в других зонах дисульфид отсутствует и одновременно количество серы по отношению к количеству металлов в сульфиде в направлении от первых к последним зонам непрерывно уменьшается. Г. Дэвис (Davis, 1954) для месторождения Роан (Южная Африка) показал, что зоны халькозиновых и халькозин-борнитовых руд отложились ближе к береговой линии бассейна в среде с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом. Зоны рудного тела, содержащие дисульфид железа, выделились, наоборот, в более глубоководной восстановительной обстановке. Аналогичное объяснение зональности месторождений медистых песчаников дано В. С. Домаревым (1960). Оно находится в соответствии с физико-химическими свойствами сульфидов меди и железа и, в частности, с различной устойчивостью их к окислению (Скрипченко, 1963₁, 1969₂).

Если бы известное представление о том, что дисульфидные соединения серы являются образованиями более окислительных сред, чем моносulfидные, соответствовало реальным соотношениям, порядок зональности медистых песчаников был бы иным. Дисульфиды железа занимали бы место зон, образовавшихся в более окислительной обстановке, по сравнению с зонами халькопиритовых, борнитовых и халькозиновых руд. В последних трех типах сера находится в виде иона S^{2-} , причем в халькопирите и борните связана как с медью, так и с железом, что свидетельствует о значительной роли в первичном осадке моносulfида железа. Таким образом, пример зональности месторождений медистых песчаников подтверждает идею об образовании дисульфидов железа в более восстановительной обстановке, чем моносulfидов.

Условия современного образования сульфидов железа в сероводородной зоне Черного моря хорошо согласуются с порядком зональности медистых песчаников. По Э. А. Остроумову (1957), Н. М. Страхову (1962), И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову (1968), здесь в ходе реакции микробиологически редуцированного сероводорода с закисью железа осаждается гидротроилит: $FeO + H_2S + nH_2O = FeS \cdot mH_2O$. Одновременно серные бактерии, перерабатывая некоторое количество сероводорода, отлагают в осадке самородную серу. Это в свою очередь обуславливает постепенное замещение троилита дисульфидом.

Как отметил Н. М. Страхов, процесс превращения моносульфида в дисульфид в осадках современных водоемов (Черное, Охотское моря) зависит от изменчивости окислительно-восстановительной обстановки в них. Гидротроилитовые отложения образуют близбереговые кольцевые зоны, тогда как максимумы содержания в осадках дисульфидов железа приходятся на центральные области водоемов. В связи с данной зональностью Н. М. Страхов считает, что «...пиритообразование происходит в тем большей степени и тем быстрее, чем обильнее органическое вещество в осадках». Иначе говоря, в областях современного сульфидообразования замещение троилита дисульфидами железа имеет место в более восстановительной и одновременно более насыщенной сульфидной серой среде, по сравнению со средой отложения троилита.

Геологические соотношения дисульфидных и моносульфидных соединений и экспериментальные данные позволяют сделать следующие выводы. Электрохимический синтез полисульфидов и лабораторное получение моносульфидов и дисульфидов железа показывают, что равновесные соотношения между дисульфидом и моносульфидом железа, как и вообще полисульфида и моносульфида, регулируются в водных низкотемпературных растворах в первую очередь концентрацией сульфидной серы. Замещение моносульфидов высокосернистыми полисульфидами происходит в условиях высокого насыщения растворов серой. Эта закономерность находит выражение в процессах гипергенного преобразования сульфидных месторождений. Относительный рост концентрации серы в связи с разрушением сульфидов и избирательным выщелачиванием железа приводит в отдельных случаях к замещению пирротина мельниковитом и к накоплению самородной серы.

Зональное распределение сульфидов в месторождениях медистых песчаников согласуется с зональным распределением дисульфидов и моносульфидов железа в бассейнах современного накопления сульфидов. В обоих случаях пиритные зоны образовались в областях моря с наиболее восстановительным режимом, моносульфидные соединения железа и меди — в более окислительной прибрежной обстановке.

Термодинамически процессы замещения моносульфидов железа дисульфидами неравновесны и обусловлены высокой насыщенностью среды сульфидной серой. Концентрация серы, необходимая для выделения дисульфидов, как следует из опытных данных, во много раз превышает концентрацию в растворах, отвечающую константе растворимости дисульфидов железа.

Возможность образования иона S_2^{2-} в процессе окисления иона S^{2-} вряд ли реализуется в растворах с весьма низкой концентрацией последнего. В этих средах окисление S^{2-} приводит, скорее всего, к образованию стабильного иона SO_4^{2-} без существенного накопления метастабильных промежуточных членов валентного ряда серы. Ион S_2^{2-} представляет собой низший член ряда полимеризованных радикалов серы, образующих полисульфиды. Для син-

теза этих радикалов необходима высокая насыщенность среды серой. Отсюда следует, что из всей группы условий, определяющих равновесное соотношение ионов S^{2-} и S_2^{2-} предпочтение следует отдать фактору концентрации.

С точки зрения изложенных данных определение равновесных соотношений дисульфида и моносульфида железа с помощью термодинамических Eh (окислительный потенциал) — рН диаграмм равновесия носит спорный характер. Согласно этим диаграммам, формально рассчитанным по произведениям растворимости и свободной энергии образования, дисульфид должен отлагаться в более окислительной обстановке, чем моносульфид. Однако в реальных условиях осуществляется противоположная тенденция и главным фактором соотношения дисульфид — моносульфид является изменение концентрации сульфидных форм серы в растворе. Эта концентрация находится в обратной зависимости от окислительных свойств среды.

Активность сульфидной серы как функция окислительных свойств среды. Поверхностные воды, как правило, характеризуются довольно высокими окисляющими свойствами. По Л. Баас-Беккингу и др. (1963) среднее значение Eh для пресных вод составляет около 450 мв (при рН=7), для морских — около 400 мв (рН=8). Стабильной формой серы в этих водах является сульфатная.

Известная зависимость активности сульфид-иона $a_{S^{2-}}$ от кислотности — щелочности среды, вытекающая из произведения растворимости сероводорода:

$$K_1 \cdot K_2 = \frac{a_{S^{2-}} \cdot a_{H^+}^2}{a_{H_2S}}$$

$$K_1 = 1,1 \cdot 10^{-7} \text{ и } K_2 = 1 \cdot 10^{-14}, \quad a_{S^{2-}} = 1 \cdot 10^{-21} \frac{a_{H_2S}}{a_{H^+}^2},$$

справедлива только для растворов с глубоковосстановительными свойствами. Для реакций минералообразования, протекающих на поверхности, активность сульфид-иона имеет тенденцию к росту в связи с ростом растворимости сероводорода в низкотемпературных водных средах. Например, с падением температуры от 100 до 20°С растворимость возрастает в три раза (рис. 64). Но с другой стороны в связи с высокими окислительными свойствами поверхностных вод происходит окисление сульфида в сульфат. Таким

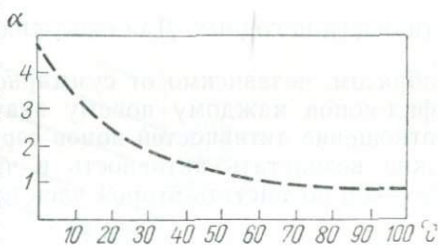


Рис. 64. Растворимость сероводорода в воде. $\alpha = \frac{\text{объем газа}}{\text{объем воды}}$. Давление равно 1 атм. Составлен по справочным данным

образом, активность S^{2-} находится в прямой зависимости от окислительной способности среды.

В общем уравнении равновесного потенциала

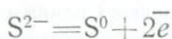
$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln K,$$

где E^0 — стандартный электродный потенциал, n — число электронов, переходящих от одного элемента к другому, F — фарадей электричества, R — газовая постоянная. Переменной величиной при $298,16^\circ\text{C}$ является K . Эта величина определяется как частное от деления активностей конечных продуктов химической реакции на ак-

тивности исходных. Для окисления $S^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$ $K = \frac{a_{SO_4^{2-}}}{a_{S^{2-}}}$. Таким

образом, независимо от суммарной концентрации сульфат- и сульфид-ионов каждому новому значению Eh отвечает определенное отношение активностей ионов серы. Больше того, с ростом Eh должна возрастать активность в числителе, так как при $E^0 = \text{const}$ должен возрастать второй член правой части уравнения.

Расчет отношений $\frac{a_{SO_4^{2-}}}{a_{S^{2-}}}$ является основной задачей при построении диаграммы активности S^{2-} в координатах Eh — pH . Окисление S^{2-} до SO_4^{2-} , по В. Латимеру (1954), в стандартных условиях происходит ступенчато по схеме



$E^0 = +0,148V$. Уравнение потенциала при других активностях для этой схемы следующее:

$$Eh = E^0 + \frac{Rt}{nF} \ln \frac{a_{SO_4^{2-}} \cdot a_{H^+}^8}{a_{S^{2-}}} = 0,148 + 0,06 \lg a_{H^+} + \\ + 0,0075 \lg \frac{a_{SO_4^{2-}}}{a_{S^{2-}}}.$$

Так как $\lg a_{H^+} = -pH$, уравнение для расчета принимает окончательный вид

$$Eh = 0,148 - 0,06pH + 0,0075 \lg \frac{a_{SO_4^{2-}}}{a_{S^{2-}}}.$$

Откуда

$$\lg \frac{a_{\text{SO}_4^{2-}}}{a_{\text{S}^{2-}}} = \frac{\text{Eh} - 0,148 + 0,06\text{pH}}{0,0075}$$

Подставляя в последнее уравнение ряд значений Eh от +1,0 до 0,0 при pH=0 и от +0,4 до -0,8 при pH=14 (в поле устойчивости воды), получим соответствующий ряд отношений, приведенный в табл. 7.

Изменение активности S²⁻ как функции Eh и pH рассчитывается из полученных отношений исходя из суммы концентраций S²⁻

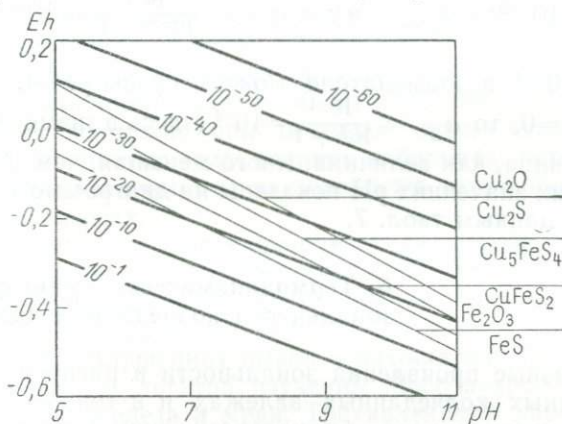


Рис. 65. Равновесные соотношения моносulfида железа, гематита, халькопирита, борнита, халькозина и куприта в водном растворе при $\Sigma S = 1 \cdot 10^{-1}$ м/л, $t = 25^\circ \text{C}$, $p = 1$ атм. Изолинии $a_{\text{S}^{2-}}$ — обозначены $10^{-1} - 10^{-60}$

Таблица 7

Изменение активности иона S²⁻ в зависимости от Eh и pH при $t = 25^\circ \text{C}$

Eh	pH=0		pH=14	
	$\frac{a_{\text{SO}_4^{2-}}}{a_{\text{S}^{2-}}}$	$a_{\text{S}^{2-}}$	$\frac{a_{\text{SO}_4^{2-}}}{a_{\text{S}^{2-}}}$	$a_{\text{S}^{2-}}$
+1,0	$10^{113,5}$	10^{-114}	—	—
+0,6	$10^{60,3}$	10^{-61}	—	—
+0,2	10^7	10^{-8}	10^{119}	10^{-120}
0,0	10^{-20}	10^{-1}	$10^{92,5}$	10^{-93}
-0,2	—	—	$10^{65,5}$	10^{-66}
-0,6	—	—	$10^{12,5}$	10^{-14}
-0,8	—	—	$10^{-14,5}$	10^{-1}

и SO_4^{2-} в водном растворе. Обычно эта сумма принимается 0,1 моля на литр, она достаточна для осаждения сульфидов. Но в то же время при такой концентрации активности и концентрации ионов численно равны. $a_{\text{S}^{2-}}$ при $E_h=0$ и $\text{pH}=0$ вычисляется следующим образом:

$$\frac{a_{\text{SO}_4^{2-}}}{a_{\text{S}^{2-}}} = 10^{-20}, \text{ так как } a_{\text{SO}_4^{2-}} = 10^{-1} - a_{\text{S}^{2-}}, \text{ то } 10^{-1} - a_{\text{S}^{2-}} = \\ = 10^{-20} \cdot a_{\text{S}^{2-}}, \text{ откуда } a_{\text{S}^{2-}} = \frac{10^{-1}}{10^{-20} + 1} = 10^{-1}$$

(величиной 10^{-20} в знаменателе можно пренебречь). Если $E_h = +0,2$ и $\text{pH}=0$, то $a_{\text{S}^{2-}} = \frac{10^{-1}}{10^7 + 1} = 10^{-8}$ (здесь в знаменателе не учитывается единица, как величина, много меньшая, чем 10^7). Изменения при других значениях pH показаны на диаграмме (рис. 65), построенной по данным табл. 7.

б. Термодинамические факторы зональности колчеданных залежей

Многообразные проявления зональности в распределении сульфидов в крупных колчеданных залежах и в тонких слоях относятся к одному и тому же фациальному типу зональности. Главную роль в ее возникновении играли две причины: а) различия термодинамических свойств сульфидов и б) существование градиентов химических свойств, температуры, давления, концентрации и других характеристик в локальных объемах морской среды, окружавших источники ювенильных рудных растворов. К сожалению, далеко не все исходные данные для термодинамической интерпретации образования зональности известны, поэтому решение этого вопроса приближенно.

Термохимические свойства халькопирита и борнита. Халькопирит и борнит играют главную роль в колчеданных рудах как медьсодержащие сульфиды. Находясь в тесной ассоциации с пиритом и другими сульфидами, они вместе с тем ярко проявляют тенденцию к избирательной концентрации и образуют высокомедистые фациальные разности колчеданных руд. Основной причиной, определяющей поведение халькопирита и борнита, является различие термохимических свойств сульфидов.

Для халькопирита нет экспериментально установленных значений основных термохимических констант: изобарного потенциала (ΔE), энтальпии (ΔH), энтропии (ΔS). Ф. А. Летников (1965) привел приближенный расчет для CuFeS_2 ; $\Delta H = -34,62$ и $\Delta S = 6,4$, откуда $\Delta F = \Delta H - T\Delta S = -32,7$ ккал. Эти величины получены как простая сумма таковых FeS и CuS .

Однако кристаллохимиками показано, что структуре кристаллохимической ячейки халькопирита ($a_0=5,25$, $c_0=10,32$, $\text{Cu—S}=2,32\text{\AA}$, $\text{Fe—S}=2,20\text{\AA}$) отвечают две формулы: $\text{Cu}^{2+}\text{Fe}^{2+}\text{S}_2$ и $\text{Cu}^+\text{Fe}^{3+}\text{S}_2$ («Минералы», 1960; Борнеман-Старынкевич, 1964). Первую можно представить как $\text{CuS} \cdot \text{FeS}$, вторую как $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$.

Во втором случае термохимические константы будут иными. В частности, свободная энергия Гиббса для $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$, определенная как сумма $\Delta F_{\text{Cu}_2\text{S}}$ и $\Delta F_{\text{Fe}_2\text{S}_3}$ (Латимер, 1954), равна $-78,9$ ккал. Разделив эту величину пополам, получим $\Delta F=-39,5$, эквивалентную одной грамммолекуле CuFeS_2 и меньшую на $6,8$ ккал, чем величина, вычисленная Ф. А. Летниковым (1965). Таким образом, для определения условий накопления халькопирита не безразлично, какова его подлинная формула: вариант $\text{Cu}^+\text{Fe}^{3+}\text{S}_2$ отвечает более окисленному состоянию железа, чем $\text{Cu}^{2+}\text{Fe}^{2+}\text{S}_2$. В настоящее время возможно приближенное определение термодинамических характеристик халькопирита и борнита, исходя из новых данных по кристаллохимии и по поведению этих минералов в геохимических процессах.

Сводка физических исследований ряда сульфидов приведена А. С. Марфуниным и А. В. Мкртчяном (1967). Нейтронно-графическое изучение халькопирита указывает на наличие в нем одновалентной меди, что определяет валентность железа, как Fe^{3+} . Однозначный по А. С. Марфунину вывод о нахождении Fe^{3+} в халькопирите следует из результатов изучения Мессбауэровских спектров Fe^{57} в сульфидах железа и меди. Трехвалентный характер железа в борните подтверждается величиной так называемого изомерного сдвига δ ($0,47$ мм/сек при 300°K), характерной для Fe^{3+} в соединениях с ионной связью.

Для осадочных месторождений медистых песчаников и зоны гипергенного окисления медно-сульфидных месторождений установлен следующий последовательный ряд распределения сульфидов: $\text{FeS}_2 - \text{CuFeS}_2 - \text{Cu}_5\text{FeS}_4 - \text{Cu}_2\text{S}$. Эта последовательность находится в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки среды минералообразования и, в частности, окислительные свойства возрастали от зоны отложения FeS_2 к зоне Cu_2S (С. С. Смирнов, 1936; Davis, 1954; Домарев, 1960; Гаррелс и Крайст, 1968). Тот факт, что в месторождениях медистых песчаников отчетливо выражена запрещенность парагенетической ассоциации двух или более сульфидов, не находящихся рядом друг с другом в этом ряду, показывает, что зональность возникла в условиях, близких к равновесным в термодинамическом понимании. Пример зональности медистых песчаников может рассматриваться как тонкий геохимический эксперимент. Термохимические свойства дисульфида железа и халькозина, замыкающих ряд, хорошо известны. Свойства двух промежуточных минералов могут быть экстраполированы между этими значениями.

Смещенность условий образования халькопирита по отношению к дисульфидам железа в сторону более высокой окислительно-вос-

становительной обстановки подтверждается изучением особенностей поведения этих минералов в вулканогенно-осадочных колчеданных месторождениях. Основная масса халькопирита здесь отложилась одновременно с дисульфидом железа. Однако избирательно высокие концентрации халькопирита обычно смещены на фланги или в кровлю залежей в область с более высоким окислительным потенциалом среды. В тонкослонистых рудах халькопирит образует тесные сростания как с пиритом, так и в меньшей степени, но довольно распространено с гематитом (Худесское, Урупское месторождения). В последней ассоциации нередко наблюдается борнит (Худесское, Комсомольское месторождения).

Определенный интерес для разрешения поставленного вопроса имеют реакционные соотношения пирита и халькопирита в предюрской коре выветривания Урупского месторождения (Скрипченко и др., 1965). Здесь отчетливо проявилось избирательное растворение и рассеивание дисульфида железа и одновременно с этим отложение халькопирита. Этот процесс протекал при участии юрской морской воды, в условиях близких к равновесным. В результате произошло избирательное окисление и растворение пирита, перешедшего в раствор, скорее всего, в виде сульфата, и остаточное накопление халькопирита, оказавшегося устойчивым в той же самой среде.

Приведенные геохимические данные позволяют довольно определенно считать, что область устойчивости халькопирита, как и другого сульфида — борнита, на диаграммах Eh — pH сдвинута относительно области устойчивости сульфида железа в поле более высоких значений Eh (см. рис. 65). Величину смещения, а следовательно, и границы устойчивости этих сульфидов меди можно примерно прогнозировать исходя из того, что эти границы не должны располагаться выше границы устойчивости халькозина, занимающего крайнее место в отмеченном ряду зональности. Верхние пределы устойчивости халькопирита и борнита должны быть помещены между границами $\text{FeS} - \text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_2\text{O}$. Этот сравнительно узкий интервал значений Eh (всего около 0,15 в) разделен между CuFeS_2 и Cu_3FeS_4 в зависимости от содержания железа в халькопирите и борните по отношению к содержанию меди. Положение границы устойчивости халькопирита выше границы устойчивости сульфида железа не противоречит ни одной из предполагаемых химических формул его ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$ и $\text{CuS} \cdot \text{FeS}$), так как выше границы $\text{FeS} - \text{Fe}(\text{OH})_3$ имеется небольшое поле достаточно высокой активности ионов Fe^{2+} (Скрипченко, 1966г); активность же ионов Fe^{3+} здесь прогрессивно возрастает с увеличением Eh.

При определении пределов устойчивости халькопирита в окислительных водных средах расчетным путем следует исходить из формулы $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$. Халькопирит диссоциирует по уравнению $\text{CuFeS}_2 \rightleftharpoons \text{Cu}^+ + \text{Fe}^{3+} + 2\text{S}^{2-}$. Свободная энергия для данной реакции определяется так: $\Delta F = 12,0 + (-2,53) + 2 \cdot 22,1 - (-39,5) = 71,07$ ккал.

Произведение активностей ионов Cu^+ , Fe^{3+} и S^{2-} , находящихся в равновесии с твердым халькопиритом в нейтральном водном растворе, определяется из уравнения $\ln K = -\frac{\Delta F}{RT}$, где K — константа равновесия, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура ($T = 298,16^\circ$, при $t = 25^\circ \text{C}$). После подстановки ΔF , R , T и замены $\ln K = 2,3 \lg K$ имеем $\lg K = -\frac{71,07}{1,37} = -51,9$.

Отсюда

$$K_{\text{CuFeS}_2} = \frac{a_{\text{Cu}^+} \cdot a_{\text{Fe}^{3+}} \cdot a_{\text{S}^{2-}}^2}{a_{\text{CuFeS}_2}} = 10^{-51,9}.$$

Поскольку в стандартных условиях $a_{\text{CuFeS}_2} = 1$, $a_{\text{Cu}^+} \cdot a_{\text{Fe}^{3+}} \cdot a_{\text{S}^{2-}}^2 = 10^{-51,9}$, отсюда $a_{\text{S}^{2-}} = 10^{-13}$. Эта или близкая к ней концентрация сульфид-иона является минимально предельной для образования халькопирита в близнейтральных водных средах. На диаграмме (см. рис. 65) активности S^{2-} в зависимости от окислительных свойств среды показана примерная граница устойчивости халькопирита в пределах рН природного сульфидообразования (по Басу-Беккингу и др., 1963).

Константа равновесия для борнита определяется аналогичным расчетом: $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 \rightleftharpoons 5\text{Cu}^+ + \text{Fe}^{3+} + 4\text{S}^{2-}$; $\Delta F = 226,8$ ккал, $K = 10^{-165,6}$ и $a_{\text{S}^{2-}} = 10^{-16,56}$.

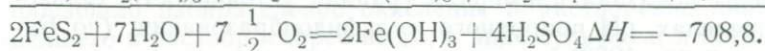
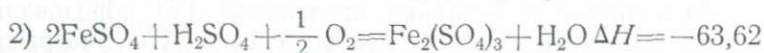
Для этого минерала равновесная концентрация сульфид-иона значительно меньшая, чем для халькопирита, и граница устойчивости борнита выше границы халькопирита (см. рис. 65). Различие термодимических свойств — главная причина несовпадения полей отложения этих минералов.

Закономерности распределения сульфидов железа и меди в хемогенно-осадочных рудных телах. Ранее (Скрипченко, 1963, 1966, 1) зональность в распределении сульфидов меди и железа в колчеданных телах объяснялась на основе Eh—рН диаграмм минеральных парагенезисов. На этих диаграммах, получивших распространение в геохимии благодаря Р. Гаррелсу (Гаррелс, Крайст, 1968), определены границы равновесных соотношений между отдельными минералами, в том числе границы $\text{FeS}—\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{Cu}_2\text{S}—\text{Cu}_2\text{O}$ (см. рис. 65). Выражая тенденцию к дифференциации сульфидов железа и меди, эта диаграмма вместе с тем не разъясняет количественно-минеральных соотношений между различными зонами в рудных телах. Согласно диаграмме, казалось бы, что осадок сульфида железа в краевой части рудных тел должен сменяться осадком гидроксида железа, причем валовое содержание железа в том и другом должно быть близким. Однако в действительности, как это наблюдается в слоистых рудах, последовательное убывание в осадке сульфида железа не компенсируется соответствующим накоплением $\text{Fe}(\text{OH})_3$. В зональных рудных слоях снизу вверх возрастает отношение $\text{Cu} : \text{Fe}$, что и приводит к формированию

нию богатых медью зон. Это происходит, по-видимому, благодаря избирательному переводу части железа в легкорастворимые, рассеивающиеся сульфатные соединения.

Диаграмма рис. 65 и другие подобные диаграммы (Крамбейн, Гаррелс, 1960), построенные на основании термодимических характеристик минералов, трактуют идеализированно и схематично соотношения сульфида железа и кислородных соединений этого элемента. В реальных же условиях переход от сульфида к окислу железа представлен рядом промежуточных продуктов реакций, например, сульфатов, оказывающих большое влияние на состав осадков.

Рассмотрим эти особенности на примере известной реакции окисления пирита



Поскольку в составе вод зоны окисления обнаруживаются сульфаты Fe^{2+} и Fe^{3+} , следует полагать, что каждая из приведенных ступеней выражает самостоятельную реакцию, конечные продукты которой могут существовать в течение определенного времени.

Тепловой эффект ΔH (энтальпия) суммарной реакции равен $-708,8$ ккал. Максимальное выделение тепла наблюдается в первой ступени, что объясняется окислением четырех грамм-ионов S^{2-} в четыре грамм-иона S^{6+} , сопровождающимся уходом с орбиты ионов 4S^{2-} — тридцатидвух электронов. Эта ступень реакции должна протекать наиболее интенсивно. Выделение тепла во второй ступени в десять раз меньше и происходит главным образом за счет окисления двух ионов Fe^{2+} в два иона Fe^{3+} , сопровождающегося уходом двух электронов с орбиты ионов 2Fe^{2+} . Реакция на этой ступени протекает также спонтанно, но, видимо, менее интенсивно, чем на первой ступени.

Третья ступень реакции представляет собой гидролиз сульфата окиси железа, протекающий с поглощением заметного количества тепла $+8,1$ ккал на 1 г/моль $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$. В отличие от двух первых ступеней, третья не может осуществляться спонтанно и должна рассматриваться как самостоятельный процесс. Его реализация регулируется тепловым балансом среды, в которой протекает реакция. В том случае, если в ходе окисления сульфида отвод тепла происходит интенсивно, реакция гидролиза с выделением $\text{Fe}(\text{OH})_3$ вряд ли возможна. Именно с этим случаем мы скорее всего и сталкиваемся в условиях субмаринной вулканогенно-осадочной седиментации. Здесь в кислородной области моря сероводород частично окисляется, образуются сульфаты закиси и окиси железа. Однако

вследствие низкой температуры морской среды основная масса сульфата железа будет рассеиваться и лишь небольшое количество его подвергнется гидролизу и осадится в виде гидроокислов на большой площади вокруг выходов вулканических газо-гидротерм.

Из сказанного следует, что первые две реакции в ступенчатом процессе окисления пирита могут в соответствующих средах обусловить большое рассеивание серы и железа. Ведущим фактором равновесия сульфид железа — сульфат железа служит в данном случае окислительно-восстановительное состояние среды минералообразования. Используя термодимические константы веществ, можно показать изменение концентрации растворенного в воде сульфата железа, находящегося в равновесии над осадком сульфида железа, в зависимости от окислительно-восстановительных свойств среды. Окислительные свойства водной среды определяются главным образом количеством растворенного кислорода. Согласно экспериментальным данным Л. Баас-Беккинга и др. (1963) влияние насыщения морской воды кислородом на ее Eh при различных значениях pH определяется уравнением $Eh = 0,810 - 0,0058 \text{ pH}$. Влияние парциального давления кислорода на реакцию замещения сульфида сульфатом рассмотрим на следующем примере. В реакции: $\text{FeS} + 2\text{O}_2 = \text{FeSO}_4$; $\Delta F = -174,98$ ккал окислению подвергается сульфид-ион по схеме: $\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}^{6+} + 8e$. Для этого процесса стандартный электродный потенциал определяется следующим образом:

$$E^0 = \frac{\Delta F}{n \cdot F} = \frac{-174,98}{8 \cdot 23,06} = 0,95 \text{ в.}$$

Влияние парциального давления кислорода на концентрацию конечного продукта реакции, диссоциированного в воде на Fe^{2+} и SO_4^{2-} можно показать на основе уравнения

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln K,$$

которое для данного случая имеет следующий конечный вид:

$$Eh = E^0 + 0,0075 \lg P_{\text{O}_2}^2 - 0,0075 \lg a_{\text{Fe}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}}.$$

Отсюда

$$\lg a_{\text{Fe}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}} = \frac{E^0 - Eh + 0,0075 P_{\text{O}_2}^2}{0,0075}.$$

Таким образом, логарифм активностей ионов Fe^{2+} и SO_4^{2-} пропорционален логарифму парциального давления кислорода. С ростом парциального давления кислорода концентрация ионов SO_4^{2-} находящихся в равновесии с осадком FeS, будет быстро возрастать, что будет достигаться растворением и окислением FeS в FeSO_4 .

область накопления сульфида меди сдвинута дальше в сторону возрастания Eh среды (Скрипченко, 1966₂).

На схемах рис. 66 приведены типы зональности в распределении пирита, халькопирита и борнита в хемогенно-осадочных слоистых рудах, ассоциированных с красными гематитсодержащими туффитами в Худесском, Урупском и Комсомольском месторождениях. Выше были рассмотрены следующие предпосылки для теоретического объяснения зональности:

1) генетически сульфиды рассматриваются как результат хемогенной седиментации;

2) зональные рудные слои представляют собой накопления, осадившиеся одновременно из различных по своим свойствам зон вод-

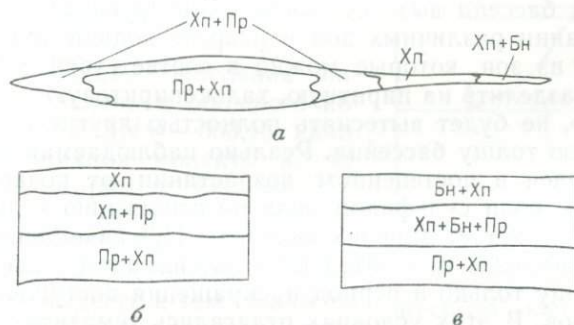


Рис. 66. Типы зональности в линзах и пластах медно-колчеданных руд

a — продольная зональность главной залежи Худесского месторождения, *б* и *в* — поперечная зональность в рудных пластах Урупского и Комсомольского месторождений соответственно. Пр — пирит, Хп — халькопирит, Бн — борнит

ной толщи; это обусловило сосуществование в осадках рудных минералов восстановленной и окисленной зон, например, пирита и гематита, пирита и борнита;

3) термохимические свойства пирита, халькопирита и борнита, проявляющих тенденцию к обособлению в слоистых рудах в виде отдельных зон, описаны выше. Напомним, что пирит не может быть причислен к числу нормальных производных сероводородной кислоты. Необходимым условием образования пирита является высокое пересыщение растворов сульфид-ионом, поэтому область устойчивости FeS_2 на Eh—pH диаграммах не может располагаться выше границы устойчивости FeS , как это ранее предполагалось (Хьюбер, Гаррелс, 1960);

4) рассмотрение закономерностей смены одних зон другими должно производиться на основе диаграммы (см. рис. 65) относительной устойчивости пирита, халькопирита и борнита в близнейтральных водных средах; согласно этой диаграмме поля устойчивости халькопирита и борнита сдвинуты в области более высоких значений Eh относительно границы сульфидов железа.

Поперечная зональность рудных слоев (см. рис. 66) связана с изменением свойств среды во время накопления слоя. Такое изменение вызвано резким возникновением восстановительной обстановки в начале и последовательной регенерацией окислительных свойств водной среды в конце импульсного поступления глубинных газо-гидротерм в область седиментации руды. В начальный период импульса происходит совместное отложение пирита и халькопирита; в конце в связи с распространением кислородной зоны на большие глубины и вызванным этим дефицитом сульфид-иона замедляется осаждение пирита и возрастает относительная роль в осадке халькопирита и борнита. Пульсирующий характер поступления восстановленных глубинных газов и водных растворов в поверхностный бассейн вызовет также пульсирующее изменение положения границ различных зон в разрезе водной толщи.

Ни одна из зон, которые можно в соответствии с диаграммой рис. 65 подразделить на пиритную, халькопиритовую и борнитовую, как правило, не будет вытеснять полностью другие и распространяться на всю толщу бассейна. Реально наблюдаемая зональность, заключающаяся в постепенном возрастании от почвы к кровле рудных слоев роли сульфидов меди по отношению к дисульфидам железа, подтверждает данное положение. При накоплении слоистых руд зона с высоким окислительным потенциалом охватывала всю водную толщу только в период прекращения поступления глубинных растворов. В этих условиях отлагались гематитовые туффиты с рассеянными сульфидами меди.

Другой продольный тип зональности (см. рис. 66), прослеженный в слоистых рудах Худесского месторождения, обусловлен изменением окислительно-восстановительных свойств среды в направлении от центра выноса глубинных растворов к краевым участкам области седиментации.

В продольно зональной пластовой залежи восточного фланга Худесского месторождения наблюдаются практически мономинеральные халькопиритовые и борнитовые зоны. Это свидетельствует о том, что по периферии бассейна иногда преобладали окислительно-восстановительные условия, соответствующие халькопиритовой и борнитовой зонам диаграммы рис. 65.

в. Каталитическое влияние литокластического материала на осаждение сульфидов

В описанных примерах осадочных колчеданных руд проявляется тесная взаимосвязь сульфидов и литокластического материала. При описании руд Урупского и других месторождений установлено строгое совпадение времени отложения сульфидов и литокластического материала с импульсами вулканической эксплозивной деятельности. Благоприятная роль кластического материала на осаждение минералов хемогенным путем хорошо известна

литологам (Страхов, 1962; Дзоценидзе, 1969). Однако термодинамическое существо каталитического воздействия твердой поверхности на геохимические процессы в геологической литературе мало известно.

Многие химические реакции протекают с образованием ряда промежуточных продуктов, появляющихся и исчезающих в ходе реакции и представляющих собой так называемый активированный комплекс.

Так в известной реакции: $2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$ активированный комплекс включает продукты диссоциации молекул дисульфида и других соединений, так как образование продуктов реакции должна предшествовать диссоциации исходных веществ.

В общем реакция окисления пирита идет с выделением большого количества энергии $\Delta H = -653,16$ ккал. Но при диссоциации молекул исходных веществ, например: $\text{FeS}_2 \rightleftharpoons \text{F}^{2+} + 2\text{S}^{2-}$, энергия поглощается и в этом примере $\Delta H = +132,84$ ккал. Энергия, затрачиваемая на диссоциацию молекул исходных веществ и тем самым на образование активированного комплекса, является энергией активации. Она вообще возвращается затем системе при синтезе конечных продуктов реакции.

Энергия активации представляет собой энергетический барьер, регулирующий скорость реакции. На рис. 67 схематически изображен примерный профиль изменения энергии в ходе экзотермической реакции. Разность между потенциальной энергией начальных продуктов и потенциальной энергией на вершине барьера представляет собой энергию активации, т. е. ту энергию, которая должна быть сообщена реагирующим частицам, чтобы преодолеть барьер и перейти в конечное состояние продуктов реакции. Скорость химической реакции находится в обратной зависимости от величины энергии активации. Увеличение скорости реакции достигается введением в процесс катализатора, снижающего энергию активации. Роль катализатора в газовой-жидких системах могут выполнять твердые частицы, которые являются активными сорбентами недиссоциированных молекул газообразных и растворенных компонентов.

Энергия диссоциации молекул, адсорбированных на поверхности, ниже энергии диссоциации молекул, обособленных в растворе. Это положение вытекает из следующего приближенного расчета (Панченков, Лебедев, 1961). Теплота диссоциации D газообразной двухатомной молекулы имеет величину около 100 ккал на грамм-моль, теплота адсорбции молекул q равна 10 ккал, а теплота

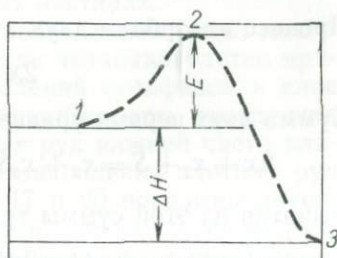


Рис. 67. Кривая энергетических переходов экзотермической реакции

ΔH — энтальпия процесса, E — энергия активации, 1, 3 — исходное и конечное энергетическое состояние, 2 — барьер активации

адсорбции атома Q равна около 35 ккал. Чтобы получить величину теплоты диссоциации молекулы на твердой поверхности D_s , можно, пользуясь законом Гесса о зависимости теплового эффекта реакций лишь от начального и конечного состояния, скомбинировать D , q и Q по следующей схеме.

Реакцию образования молекулы в растворе можно записать:

$$2x = x_2 + D. \quad (1)$$

Процесс адсорбции молекулы на твердой поверхности S имеет вид:

$$x_2 + S = x_2S + q. \quad (2)$$

Процесс адсорбции двух атомов на поверхности S следующий:

$$2x + S = 2xS + 2Q. \quad (3)$$

Сумма двух первых уравнений равна:

$$2x + x_2 + S = x_2 + x_2S + D + q \text{ или } 2x + S = x_2S + D + q.$$

Вычитая из этой суммы третье уравнение, получим

$$0 = 2xS + 2Q - x_2S - D - q. \quad (4)$$

Процесс диссоциации молекулы на твердой поверхности можно записать

$$x_2S = 2xS - D_s \text{ или } D_s = 2xS - x_2S. \quad (5)$$

Уравнение 4 преобразуем следующим образом: $2xS - x_2S = D + q + 2Q$. Заменим здесь левую часть на D_s (согласно уравнению 5) и получим $D_s = D + q - 2Q$. Так как $Q = 35$; $D = 100$; $q = 10$, то величина $D_s = 40$ ккал. Отсюда следует, что энергия диссоциации адсорбированной молекулы в два раза ниже энергии диссоциации молекулы, изолированной в растворе. Благодаря этому скорость процесса диссоциации молекул, адсорбированных на твердой поверхности, будет выше, чем изолированных молекул.

Возможность приложения рассмотренных закономерностей к объяснению структурных особенностей слоистых руд исходит из следующих допущений. Большую роль в вулканогенно-осадочном процессе играет перенос компонентов в газовой фазе. Не лишено оснований предположение, что в основном в газообразном виде мигрирует необходимый для сульфидообразования сероводород. На рис. 64 приведена кривая растворимости H_2S в воде в зависимости от температуры, свидетельствующая о сравнительно слабой растворимости H_2S даже в низкотемпературных средах. Наблюдения над современными наземными вулканическими источниками газо-гидротерм показывают, что H_2S является одним из наиболее распространенных компонентов газовой фазы (Набоко, 1959), хотя в наземных условиях значительная масса сероводорода окисляется в SO_2 .

Возможно, что осаждение сульфидов слоистых руд происходило в присутствии большого количества пузырьков сероводорода, нерастворенного в воде. В тех случаях, когда одновременно с отложением сульфидов происходила интенсивная литокластическая седиментация, накопление руд резко ускорялось. Твердые частицы играли роль сорбента — катализатора для молекул H_2S . В процессе адсорбции при притяжении молекулы H_2S к твердой поверхности происходит как бы растяжение молекулы, увеличение межатомных расстояний в ней (Глесстон, Лейдлер, Эйринг, 1948). Этим снижается энергия диссоциации (разрыва) молекулы на атомы. При прочих одинаковых условиях более реакционно способны молекулы сероводорода, адсорбированные на твердых частицах.

В описанных примерах пластов медноколчеданной руды, имеющих асимметричную структуру, эмпирически устанавливается прямая зависимость между размером обособлений сульфидов в слое и количеством обломочного материала в нем. Скорость накопления сульфидов при отложении крупнозернистых руд нижней части пластов была относительно большей, чем при накоплении плотных руд верхней части пластов. Графики на рис. 17 и 20 показывают тенденцию к снижению содержания сульфидов в верхней части рудных слоев. Каждый слой представляет собой в общем смесь сульфидов, хемогенно-осадочного существенно кремнистого вещества и грубообломочных пирокластических частиц. Последние отложились преимущественно в нижней половине слоев и занимают здесь до 40% объема. Если принять, что скорость накопления кремнистого вещества оставалась довольно постоянной, то отношение сульфиды : мелкокристаллический кремнезем, изменяющееся от 3:1 в основании до 2:7 в кровле, указывает, что в нижней части скорость отложения сульфидов была значительно выше, чем в кровле.

В свете изложенных данных в качестве одной из причин высокой скорости отложения сульфидов следует считать каталитическое влияние одновременно осаждавшегося обломочного туфогенного материала.

XIV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

1. Гидротермально-осадочные колчеданные месторождения, ассоциированные с базальтоидными вулканогенно-осадочными формациями, являются в конечном итоге продуктом дифференциации глубинных, скорее всего, подкоровых магматических очагов. Побуждающим импульсом к дифференциации служит активное движение магмы к поверхности коры. Однако концентрация значительных масс легкоплавкой гидросульфидной фазы происходит на более

поздних стадиях развития магматического процесса. Это положение хорошо объясняет тот факт, что в самом основании разреза вулканогенных формаций никогда не наблюдаются значительные по размерам тела гидротермально-осадочных сульфидных руд.

Подавляющее большинство гидротермально-осадочных месторождений локализуется в той зоне вулканогенных толщ, которая представляет собой переход от преобладающе эффузивной нижней к преобладающе туфогенно-осадочной верхней части ее разреза. В развитии рудоносных формаций можно выделить три стадии: первую — эффузивную, характеризующуюся активным выбросом магматического расплава; вторую — переходную эффузивно-пирокластическую, сопровождающуюся прерывистым чередованием лавовых излияний и эксплозивных кластических выбросов; и третью — пирокластическую, отличающуюся выносом литокристаллокластического материала и вулканических газов. Вторая стадия наиболее продуктивна для колчеданного оруденения. По неизвестной причине в эту стадию начинается вынос из подкорового источника концентрированных сульфидных газо-гидротерм, проходящих сквозь всю толщу коры и отлагающих сульфидные залежи на ее поверхности или на небольшой глубине.

Большое разнообразие геолого-литологических соотношений рудных тел с эффузивными и туфогенно-осадочными образованиями порождается, во-первых, контролирующей ролью поверхности коры в отложении промышленно главных осадочного и метасоматически-осадочного типов колчеданного оруденения и, во-вторых, динамикой эффузивных и пирокластических процессов в стадию выноса сульфидных дифференциатов. Разрыв или совпадение во времени поступления сульфидных растворов и больших масс вулканокластического материала в область седиментации приведет в первом случае к накоплению, во втором — к рассеянию рудной минерализации.

2. Региональное совпадение центров активного развития эффузивов и вулканокластов, с одной стороны, и гидротермально-осадочных руд, с другой, представляет характерную закономерность размещения колчеданных месторождений внутри вулканогенных формаций. Эти центры выделяются как поля наибольших мощностей формаций, развития кислых эффузивов и субвулканических пород, как производных вязкой магмы, локализующихся вблизи от магомподводящих аппаратов. Однако локальные рудопроводящие структурные узлы, контролирующие размещение крупных рудных тел, обычно расположены эксцентрично относительно каналов извержения эффузивов и пирокластов. Это подтверждается данными детального изучения размещения колчеданных руд в Урупском, Худесском рудных полях, а также материалами по другим колчеданным месторождениям. Гидротермально-осадочные сульфидные залежи Урупского рудного поля приурочены к конседиментационным блюдцеобразным депрессиям, которые первично зародились как участки разгрузки палеогазо-гидротерм. Скорее всего глубинные

центры концентрации рудных дифференциатов несколько смещены относительно истоков вулканических аппаратов.

3. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород — широко распространенное явление в рудных полях колчеданных месторождений. Возникновение ореолов гидротермальных изменений, представленных кварц-серицитовыми пиритизированными породами, обусловлено деятельностью по крайней мере трех различных источников газо-гидротерм. Наиболее важная группа ореолов, несущая прожилково-вкрапленный тип колчеданного оруденения, генетически сопряжена с деятельностью глубинных, возможно, подкоровых источников. Эти ореолы сопровождают крупные залежи сплошных гидротермально-осадочных колчеданных руд и образуются на пути движения основных потоков рудоносных растворов. К второстепенной по масштабам и интенсивности сульфидной минерализации относятся ореолы, обязанные своим происхождением отщеплению газо-гидротерм из тел субвулканических пород преимущественно дацито-риолитового ряда. Обычно и эти тела, и вмещающие породы содержат рассеянную вкрапленность или редкую сеть жилков пирита. Еще один тип гидротермальных изменений в вулканогенных формациях вызывается деятельностью газо-гидротерм, генерирующихся при десорбции вулканических газов в пирокластических осадках и лавах. Эти изменения, неинтенсивные по глубине переработки пород, развиваются на больших площадях. Обычно в них отсутствуют промышленно ценные рудные тела.

Придавая важное поисковое значение ореолам гидротермали-тов, развитым со стороны лежачего бока колчеданных залежей, следует отметить, что размеры и форма этих ореолов зависят в большей мере от первичных свойств толщ пород, включая их трещиноватость, пористость, водоносность и т. п. С вариациями этих свойств связаны значительные колебания мощности ореолов от нескольких метров до сотен метров, а также преимущественное развитие ореолов на многих колчеданных месторождениях вдоль слоистости, а не на глубину вдоль рудоподводящих трещин.

4. Палеогеографическая обстановка, благоприятная для формирования гидротермально-осадочных месторождений — одно из необходимых условий отложения сульфидных руд. По-видимому, далеко не любая субмаринная среда в области выходов гипогенных газо-гидротерм благоприятна для осаждения сульфидов. Особенностью многих осадочных пород, залегающих непосредственно в кровле рудных тел, является их пелитовая очень мелкозернистая структура. Накопление этих пород было возможно в динамически неактивной водной толще. Таким условиям должны отвечать как небольшие замкнутые озерные и лагунные бассейны вулканических областей, так и депрессии морей и океанов, отличающиеся незначительной циркуляцией вод. Расслоение бассейнов на отдельные несмешивающиеся зоны в области выхода газо-гидротерм обуславливает образование высококонцентрированных и пересыщенных сульфидными донных участков водной толщ.

Баас-Беккинг Л. Г., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Берис Р. Д., Кларк Р. Х., Файф В. С. Теория кристаллического поля и некоторые ее геохимические приложения. — В кн. «Химия земной коры», т. II. М., «Наука», 1964.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. П., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Недра», 1964.

Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал). — «Геология рудных месторождений», 1965, № 6.

Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Сибайского рудного поля (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

Бородаевская М. Б. Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. — В кн. Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.

Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г. О происхождении пирита в осадочных породах кровли залежи колчеданно-полиметаллических руд Филизчайского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 80, 1969.

Бочарова Г. И. Битумы в гидротермальных жилах Курултыненского месторождения (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, т. 156, № 3, 1964.

Буадзе В. И. Железистые кварциты и сульфидно-гематитовые руды брекчиевидной текстуры на Худесском медноколчеданном месторождении (Северный Кавказ), Изв. вузов, «Геология и разведка», 1964, № 1.

Бутузова Г. Ю. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука», 1968.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн. Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Волков И. И., Остроумов Э. А. О формах соединений серы в иловых водах Черного моря. — «Геохимия», 1957, № 4.

Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука», 1968.

- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Герман А. К., Русакова Л. Д. Медноколчеданное месторождение Блява на Южном Урале. Мат. по геологии и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 3, 1962.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Глестон С., Лейдлер, Эйринг Г. Теория абсолютных скоростей реакций. М., Изд-во иностр. лит., 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Домарев В. С. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. В кн. «Прикладная геология», М., Изд-во АН СССР, 1960 (Международн. геол. конгр. XXIII сессия, докл. советских геологов).
- Есин С. А. и Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов, ч. I. Свердловск, Госнаучтехиздат, 1962.
- Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. М., Изд-во АН СССР, 1936 (Тр. Геол. ин-та, вып. 5).
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959 (Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 43).
- Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. — В кн. «Проблемы генезиса руд». М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 6.
- Кизильштейн Л. Я. К вопросу о происхождении фрамбоидальных форм пирита. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 5.
- Крамбейн В. С., Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. — В кн. «Термодинамика геохимических процессов». М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
- Краткая химическая энциклопедия, т. 4. М., «Советская энциклопедия», 1965.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Куллеруд Г., Йодер Х. Стабильные отношения пирита в системе Fe—S. — Б сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. М., «Мир», 1966.
- Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Лебедев Л. И. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965.
- Лебедев Л. М. Современные образования сфалерита на полуострове Челекен. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 4.
- Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. Свердловск, 1959 (Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 43).
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое средство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965.
- Лисицын А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1.
- Логинов В. П. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Марфуни А. С., Мкртчян А. Р. Мессбауэровские спектры в сульфидных минералах. — «Геохимия», 1967, № 10.
- Минералы (справочник), т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Митряева Н. Н., Рожнов А. А., Муратова Д. Н., Дегтярева А. Н. Месторождение Жайрем. В кн. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967.

- Мэзон Б.** Окисление и восстановление в геохимии. — В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Набоко С. И.** Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959 (Тр. Лабор. вулканологии, вып. 16).
- Остроумов Э. А.** Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957 (Тр. Института океанологии, вып. 22).
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала.** М., Изд-во МГУ, 1968.
- Панченков Г. М., Лебедев В. П.** Химическая кинетика и катализ. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Петелин В. П.** Особенности формирования минералогического состава песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 4.
- Петрашень В. И.** Качественный химический анализ. М., Госхимиздат, 1948.
- Петровская Н. В.** О роли деструкции и «гелевого» метасоматоза при формировании округлых и обломковидных обособлений сульфидов в колчеданных месторождениях Южного Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 80, 1969.
- Петров Т. Г., Грейвус Е. Б., Касаткин А. П.** Выращивание кристаллов из растворов. М., «Недра», 1967.
- Прахова Е. В., Рокачев С. А.** Формирование руд колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1969.
- Прокин В. А., Паливода Н. К., Долматов Г. К.** Баймакский рудный район М., Госгеолтехиздат, 1962 (Мат. по геол. и пол. ископ. Ю. Урала, вып. 3).
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
- Реми Г.** Курс неорганической химии, т. I. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1963.
- Роговер Г. Б.** Медноколчеданное месторождение Блява. ГОНТИ, 1939.
- Розенцвит А. О., Эпштейн Г. Ю.** О некоторых особенностях минералов, развивающихся из гелей сложного состава. Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 94, вып. 4, 1965.
- Рокачев С. А.** Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в породах кровли колчеданных месторождений Южного Урала. Автореферат канд. диссертации, Свердловск, 1966.
- Ручкин Г. В., Михайлов В. М.** Эксплозивные брекчии и обломковидные руды Блявинского месторождения (Южный Урал). — «Вестник Московского ун-та», сер. геол., № 3, 1967.
- Ручкин Г. В., Демин Ю. И.** Некоторые вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Блявинского рудного поля (Ю. Урал). — «Советская геология», 1969, № 1.
- Скрипиль В. И.** О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
- Скрипченко Н. С.** К вопросу о закономерностях размещения медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Скрипченко Н. С.** Окислительно-восстановительные условия среды, как причина первичной зональности в некоторых месторождениях меди. — «Геохимия», 1963, № 4.
- Скрипченко Н. С.** Сульфидно-гематитовые руды и окolorудные измененные породы Худесского медноколчеданного месторождения (Сев. Кавказ). — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1963, № 9.
- Скрипченко Н. С.** Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. — В кн. «Проблемы генезиса руд». М., «Недра», 1964₁ (Международн. геол. конгр. XXII сессия, докл. советских геологов).
- Скрипченко Н. С.** Закономерности образования и критерии поисков медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе. — В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1964₂.

- Скрипченко Н. С., Доброродный Н. А., Тамбиев А. С.** Переотложение халькопирита в гальках колчеданной руды Урупского месторождения (С. Кавказ). Докл. АН СССР, т. 162, № 2, 1965.
- Скрипченко Н. С.** Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966.
- Скрипченко Н. С.** К термодинамике окислительно-восстановительных геохимических процессов. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 6.
- Скрипченко Н. С.** Типы рудогенеза в согласных медноколчеданных месторождениях. — В кн. «Эндогенные рудные месторождения». М., «Наука», 1968; (Международн. геол. конгр. XXIII сессия, докл. советских геологов).
- Скрипченко Н. С.** Биохимические выделения пирита в рудах колчеданных месторождений. Докл. АН СССР, т. 181, № 6, 1968.
- Скрипченко Н. С.** О соотношении дисульфид — моносульфид железа в низкотемпературном минералообразовании. — «Геохимия», 1969, № 2.
- Скрипченко Н. С.** Об устойчивости сульфидов и окислов при низкотемпературном минералообразовании. — «Геохимия», 1969, № 3.
- Скрипченко Н. С.** Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах. — «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 5.
- Скрипченко Н. С., Лыткин В. А.** Структура и генезис «оруденелых бактерий». Докл. АН СССР, т. 188, № 5, 1969.
- Скрипченко Н. С., Воронов А. Р.** О генезисе Блявинского месторождения. — «Советская геология», 1969, № 12.
- Скрипченко Н. С.** Соотношение осадочного и метасоматического процессов в образовании зональных колчеданных залежей. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1.
- Скрипченко Н. С.** «Оруденелые бактерии» в океанических илах. Докл. АН СССР, т. 192, № 6, 1970.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я.** О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я.** Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Смирнов В. И.** Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.
- Смирнов В. И.** Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных и вулканогенных геосинклинальных комплексах. В кн. «Проблемы генезиса руд». М., «Недра», 1964 (Международн. геол. конгр. XXII сессия, докл. советских геологов).
- Смирнов В. И.** Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И.** Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.
- Смирнов В. И.** Колчеданные месторождения. — В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.
- Смирнов В. И., Бородаев Н. С., Старостинов И.** Колчеданные руды и месторождения Японии. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 1.
- Смирнов С. С.** Зона сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.
- Справочник химика**, т. 3. М., «Химия», 1967.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Феер Ф., Шлип Е., Вебер Г.** Об электрохимическом синтезе полисероководородов (сульфанов) и R_2Sn . — В кн. «Неорганические полимеры». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
- Фильов А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С.** Озерное свинцово-цинковое месторождение. — «Разведка и охрана недр», 1967, № 3.
- Хетагуров Г. В.** Пирит, сфалерит и барит в анкеритовых конкрециях долины р. Кубань. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.
- Хьюбер Н. К., Гаррелс Р. М.** Связь образования осадочных минералов железа с рН и окислительным потенциалом. В сб. «Термодинамика геологических процессов». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.

Шадлуи Т. Н. Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. М., Изд-во АН СССР, 1948 (Тр. ИГЕМ, вып. 96, серия рудн. м-ний, № 11).

Шеньо М., Тазиев Г. и Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. — В сб. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., «Мир», 1965.

Шмидт М. Полимеры серы. В кн. «Неорганические полимеры». М., «Мир», 1965.

Шнейдер М. С. О первичной зональности Новосибайского сульфидного месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1962 (Мат. по геол. и пол. ископ. Ю. Урала, вып. 3).

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Бear L. M. The geology and mineral resources of the Akaki-Lithrodondha area. Cyprus Geol. Survey. Mem. N 3, 1960.

Berner R. Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure. The journal of geology, v. 72, N 3, 1964.

Berner R. The synthesis of framboidal pyrite. Econ. geol., v. 64, N. 4, 1969.

Cullis G. G. a. Edge A. B. Report on the cupriferous deposits of Cyprus. Grown Agents for Overseas Govern a. Administ. London, 1922.

Davis I. K. The origin of Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia. Econ. geol., v. 49, N 6, 1954.

Fabricius F. Die Strukturen des "Rogen—pyrites" als Beitrag zum Problem der "Vererzten Bakterien". Geol. Rundsch., Bd. 51, pp. 480—488, 1961.

Kato T., Watanabe T., Makamoto A. On the sulphur deposits associated with iron sulphide ore found in the Quarternary formation in Japan. Japanese Journ. Geol. a. Geogr., v. 11, pp. 287—324, 1934.

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district Spain and their relation to volcanism. — Econ. geol., v. 57, N 7, 1962.

Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism, and possible methods of emplacement. Econ. geol., v. 61, N 4, 1966.

Kraume E., Daahlgrun F., Ramdohr P., Wilke A. Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Geologischen Jahrbuch, 1955.

Love L. Micro—organisms and the presence of syngenetic pyrite. The Quart. Journ. of the Geological Society of London, v. 113, p. 4, London, 1958.

Markham N. L. Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralisation. Mineralium deposita, v. 3, N 3, 1968.

Neuhaus A. Über die Erzführung des Kupfermergels der Gröditzter Mulde in Schlesien. Zeitschr. f. angew. Min., 2, 304—43, 1940.

Scheiderhöhn H. Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. N. Jahrbuch, f. Min., B 47, 1—38, 1923.

Stanton R. L. General features of the conformable pyritic ore bodies. Canadian Inst. Min. Met. Trans., v. 63, 1960.

Watanabe T. Progress in Economic Geology. Tokio, 1965.

White D. Environments of generation of some base—metal ore deposits. Econ. geol., v. 63, N 4, 1968.

Williams D. Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain. Bull. Inst. Min. Met., N 663, 1962.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
I. Фации колчеданных гидротермально-осадочных руд	5
II. Осадочные медноколчеданные руды Урупского месторождения	25
III. Осадочные сульфидно-гематитовые руды Худеского месторождения	55
IV. Осадочные медноколчеданные руды Комсомольского месторождения	62
V. Осадочные медноколчеданные руды Блявинского месторождения	78
VI. Осадочные цинково-колчеданные руды Сибайского месторождения	90
VII. Осадочные колчеданные руды Озерного месторождения	96
VIII. Осадочные сульфидно-баритовые руды месторождения «черных руд» Фурутобе (Япония)	101
IX. Осадочные кремнисто-колчеданные руды	110
X. Осадочно-кластические колчеданные руды	116
XI. Биогенные выделения пирита в колчеданных рудах	140
XII. Соотношение осадочного и метасоматического процессов в образовании колчеданных залежей	170
XIII. Вопросы теории осадочного сульфидного процесса в базальтоидных вулканических формациях	178
XIV. Геологические предпосылки поисков гидротермально-осадочных сульфидных руд в вулканогенных формациях	205
Список литературы	208

НИКОЛАЙ СЕМЕНОВИЧ СКРИПЧЕНКО

**Гидротермально-осадочные
сульфидные руды
базальтоподобных формаций**

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*
Техн. редактор *Т. Г. Сивова*
Переплет художника *А. Е. Чучканова*
Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 9/VI 1972 г. Подписано в печать
25/X 1972 г. Т-16464. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1.
Печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 15,12. Тираж 1700 экз.
Заказ 297/4165-4. Цена 1 р. 62 к.

Издательство «Недра».
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 8
Союзполиграфпрома Государственного комитета
Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли
Ленинград, Прачечный, д. 6

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

**В издательстве «Недра»
готовятся к печати
и выйдут в свет
новые книги**

Борисенко Л. Ф. ВАНАДИЙ. 12 л. 1 р. 35 к.

В основу работы положены результаты многолетних исследований автора эндогенных месторождений ванадия СССР. Наиболее подробно описаны месторождения Урала, Карелии, Казахстана, Кавказа. Впервые дано систематическое описание собственных минералов ванадия и обобщены результаты для большой группы минералов — концентраторов ванадия из эндогенных образований различных типов (около 90 минералов). Охарактеризована ванадиеносность магматических, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений. Разобраны главные факторы, определяющие поведение ванадия в процессе формирования эндогенных месторождений. Выделены наиболее важные условия, влияющие на рассеяние и концентрацию ванадия в природных процессах. Сравнение обширного материала для всех промышленных типов эндогенных и экзогенных руд ванадия позволило дать перспективную оценку его сырьевой базы. Особо выделена роль магматических месторождений, руды которых по объему потребления в мировом производстве ванадия в настоящее время выдвинулись на первое место.

Монография рассчитана на геохимиков, минералогов и геологов, занимающихся изучением рудных месторождений.

**Сапожников Д. Г. ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ОСАДОЧНЫХ РУД-
НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.** 14 л. 1 р. 55 к.

В книге излагаются основные особенности процессов выветривания и осадкообразования, приводящие к возникновению рудных накоплений; описывается генезис месторождений железа, марганца, алюминия, меди, никеля, кобальта и других металлов, приводится характеристика рудных эпох для главнейших металлических ископаемых осадочного происхождения и разбираются основные предпосылки экзогенного рудообразования. Рассматриваются основные особенности размещения месторождений в стратиграфическом разрезе осадочных отложений, в пределах основных структурных элементов земной коры и в связи с фаціальными типами отложений, а также в зависимости от климатических условий минувших эпох и от палеогеоморфологических особенностей регионов. В заключительной части излагаются общие принципы и критерии, используемые при прогнозе территорий, перспективных для поисков осадочных, эффузивно-осадочных и гипергенных месторождений.

Книга рассчитана на геологов, ведущих работу в областях, сложенных осадочными породами, и на студентов старших курсов вузов.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ. Ред. акад. Чухров Ф. В. 28 л. 3 р.

В книге суммированы новые материалы, характеризующие особенности минералов и их сообществ, типичных для определенных условий. Рассматриваются общие вопросы типоморфизма структурного состояния, состава и свойств минералов, политипия и определяющие ее факторы, признаки минералов, которые могут использоваться как геотермометрические показатели. Излагаются современные представления о физической природе закономерных различий свойств минерального вещества и дается анализ энергетических факторов, влияющих на такие различия. Приводятся результаты исследований типоморфизма кварца, касситерита, вольфрамита, сфалерита, халькопирита, титаномагнетита, карбонатов, флюорита, слюды, минералов бора и редких земель, а также минеральных парагенезисов ряда рудных формаций. Характеризуются возможности использования типоморфных признаков для целей поисков и оценки минеральных месторождений.

Работа рассчитана на геологов, занимающихся вопросами прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, а также научных работников, изучающих закономерности строения месторождений.

Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. ГЕОЛОГИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ. 15 л. 1 р. 65 к.

На основе анализа обширного геологического материала показано, что в формировании основных структурных элементов Приамурья отчетливо выделяются два периода: геосинклиальный, когда сформировались седиментогенно-складчатые сооружения и находящиеся в структурной зависимости с ними магматические образования, и геоантиклинальный (орогенный) период, при котором сформировались сводово-глыбовые сооружения и связанные с ними магматические образования, преимущественно гранитоидного ряда. Дается характеристика оловоносных районов и наиболее типичных месторождений олова. На этой основе выделены оловорудные формации и рассмотрены геологические условия их проявления. Установлена последовательная смена формационных особенностей и зональности оруденения.

Книга восполняет существенный пробел в геологической литературе по оловоносности Тихоокеанского подвижного пояса и представляет интерес для геологов-рудников, а также геологов, изучающих закономерности развития оловоносных районов.

Предварительные заказы на эти книги принимают местные магазины книготорга.

Заблаговременно заказывайте необходимые Вам книги до выхода их в свет.

Предварительный заказ гарантирует приобретение нужных книг в первые дни продажи.

Издательство «НЕДРА»

1 р. 62 к.

508

НЕДРА • 1972