

А.Г. ЖАБИН Н.С. САМСОНОВА И.З. ИСАКОВИЧ

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ ОРЕОЛОВ



А.Г. ЖАБИН Н.С. САМСОНОВА И.З. ИСАКОВИЧ

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ



МОСКВА "НЕДРА" 1987



4763

Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования окolorудных ореолов. — М.: Недра, 1987. — 159 с. с ил.

Дано понятие о минеральных аномалиях и их типах. Описаны структуры аномалий и способы сбора необходимой минералогической информации. Рассмотрены особенности минералообразования, связанные с формированием окolorудных ореолов; соотношение локальных и региональных процессов минералообразования, фации рудоотложения и ореолообразования и др. На примере конкретного рудного поля приведены результаты комплексных минералого-геохимических работ. Показаны пути повышения эффективности поисковых и оценочных работ за счет сочетания минералогических и литогеохимических исследований.

Для геологов, минералогов, геохимиков и других специалистов, занимающихся исследованием рудных месторождений.

Табл. 25, ил. 47, список лит. — 48 назв.

Рецензент: Д.А. Минеев, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе)

## ВВЕДЕНИЕ

Минералогией накоплен столь большой объем сведений, важных в научном и прикладном отношении, что, казалось бы, можно выполнять полезную работу, занимаясь лишь обобщением, систематизацией, разбраковкой и практической проверкой этих данных.

Основным источником генетической и соответственно прикладной информации для геохимии, петрографии, литологии, учения о полезных ископаемых являются минералы: химические элементы не находятся в земной коре в несвязанном виде, они входят в кристаллические структуры минералов, а горные породы и руды есть агрегаты минералов. Естественно, что это объективное утверждение ни в коей мере не отрицает специфики и самостоятельности упомянутых геологических дисциплин.

Однако было бы неправильно ограничиться лишь обобщением и систематизацией собранной минералогической информации. При таком подходе нельзя решить основную задачу: оценить эффективность и целесообразность *рационального сочетания минералогических и геохимических исследований* при поисках и разведке рудных месторождений. Это обусловило принятие авторами двустороннего подхода к решению поставленной задачи: обобщение накопленной в минералогии информации и изучение на естественных природных полигонах возможностей и способов кооперирования прикладной минералогии и прикладной геохимии при исследовании околорудных ореолов [30, 39].

В рекомендуемом методологическом подходе к теме наиболее важны следующие особенности: 1) одновременное исследование зональности руд и ореолов; 2) необходимость обнаружить и использовать те конституционные свойства минералов, которые изменяются в пространстве направленно и проявляются в структуре зональности и определяя тем самым направление к рудному телу; 3) постановка методических исследований на специально подобранном рудном объекте, который бы отвечал ряду требований: был прост геологически и по минеральному составу, но одновременно представлял собой типичный пример важной в экономическом отношении рудной формации; был пригоден для решения вопросов о роли фациальных обстановок ореолообразования в связи с разным типом вмещающих пород, роли внешних влияний (региональный метаморфизм и т. п.) на первичную структуру зональности и др. [25, 31]; был детально опробован, и коллекция проб была бы сохранена для дополнительного аналитического исследования.

Именно поэтому среди рудных объектов, исследованных авторами, находятся колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Урала (Сибай), Алтая и Северного Кавказа (Урупское поле), барит-свинцово-цинковые жильные месторождения Грузии (Квайса), серебряные малосульфидные в черносланцевых толщах (Средняя Азия) и т. п. На всех этих объектах авторами проводились специальные научно-исследовательские работы.

**НАУЧНЫЕ И ПРИКЛАДНЫЕ ИНФОРМАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ МИНЕРАЛОГИИ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ МИНЕРАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ И ИХ ЗОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ**

Современная минералогия, тесно связанная с практикой поисков, разведки, эксплуатации и технологического освоения рудных месторождений, накопила огромный опыт. Он заключается в установлении общих и частных зависимостей между свойствами минералов и генетическими или промышленными типами рудных месторождений, качеством и обогатимостью минерального сырья, зональным строением рудных тел и т. д. [47]. Эти зависимости относятся, естественно, и к самим рудным телам, и к *околорудным метасоматитам, которые издавна считаются важным источником информации о находящемся внутри них рудном теле.* В результате изучения метасоматоза вообще и околорудных метасоматитов в частности, проведенного В. Линдгреном, Д.С. Коржинским, В.А. Жариковым, Г. Шварццем, Х. Рамбергом, Б.Н. Омелянко, А.А. Маракушевым, Л.Л. Перчуком, Д.В. Рундквистом, Г.Л. Поспеловым и другими, обнаружены постоянные связи между типом околорудных метасоматитов и соответствующими им типами рудных формаций. Более того, состав и строение околорудных метасоматитов указывают также на фациальную обстановку рудоотложения — гидротермально-метасоматическую, гидротермально-осадочную и т. п. Важное значение при изучении геохимических ореолов имеет классификация формаций и фаций метасоматических пород, созданная В.А. Жариковым в 1956 г.

В ходе современных прикладных геохимических исследований было обнаружено, что фактически во всех случаях мощность литогеохимических ореолов околорудных тел *существенно больше* мощности околорудных метасоматитов. Это означает, что "распыление" рудного вещества со стороны рудного тела распространялось и за пределы петрографически различных преобразований вмещающих пород. В практически неизменных вмещающих породах возникает петрографически неразличимое изменение состава, которое улавливается лишь благодаря анализу проб современными аналитическими методами. Оно происходит в результате изменения состава собственных минералов дорудного субстрата или появления дополнительных небольших количеств новообразованных минералов.

Факт *большой* мощности литогеохимических ореолов в сравнении с мощностью петрографически различных околорудных метасоматитов обусловил утверждение мнения о *всесильности, самостоятельности, эффективности и экономичности* литогеохимических методов. Так бывает всегда, когда формируется какое-либо важное новое направле-

ние. Но сейчас, когда стадия становления пройдена, наступило время, чтобы оглянуться на пройденный путь, оценить полученный опыт и увидеть упущенное. Конечно же, среди упущенного находится арсенал прикладной минералогии. Именно он позволит прикладной геохимии достичь действительно максимальной эффективности и информативности.

3634  
Число публикаций по литогеохимии околорудных ореолов эндогенных месторождений в настоящее время велико и значительно превосходит имеющуюся минералогическую информацию по околорудным ореолам. При сравнении числа опубликованных работ комплексных минералого-геохимических и собственно геохимических в отечественной научной литературе за 1969—1979 гг. установлено, что их отношение составляет 1:96. Дальнейший прогресс в области геохимических методов во многом зависит от разработки научных проблем генезиса зон вкрапленности рудных минералов, их связи с фациями метасоматитов, коллекторских функций определенных горных пород, динамики роста зональной ореольной колонки, конституционных свойств "ореольных" минералов и т. п. А эти проблемы имеют решения именно на минеральном уровне. Динамика развития околорудных метасоматитов, рост зон вкрапленности, закономерное, необычайно выдержанное чередование зон максимальных продуктивностей разных элементов — все эти условно выделяемые части в принципе неделимого процесса рудоотложения фактически описываются минералогически: 99,99 % химических элементов в пространстве околорудного ореола имеют минеральную форму, а не атомную, ионную или молекулярную. Таким образом, сочетание минералогических и литогеохимических исследований — путь к прогрессу в области геохимических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Выявление *зонального строения* внутриореольного пространства с обнаружением в нем рудного тела — одна из главных задач, решаемых с помощью геологических, геофизических, геохимических и минералогических поисковых и разведочных методов, в оптимальном случае применяемых в комплексе. Если подобный поиск слепых рудных тел осуществляется в рудном поле или провинции, где давно проводятся поисково-разведочные работы, проходка и опробование горных выработок, то часто экономически во много раз выгоднее решать эту задачу минералого-геохимическим комплексным методом. Установленные для ранее вскрытых ореолов минералого-геохимические закономерности конкретного рудного поля можно применять при классификации позднее обнаруженных здесь формационно аналогичных аномалий (околорудных ореолов) с еще не вскрытым рудным телом. В такой ситуации выявление зонального строения ореола возможно по уже апробированным значениям пространственно-индикаторных отношений элементов, с графической отстройкой изолиний всех этих значений, которые разобьют внутриореольное пространство на надрудный, рудный и подруд-

ный уровни. Это и определит наиболее вероятное направление разведочных работ [2, 5, 11].

К настоящему времени установлены многие общие, универсальные, геохимические и минералогические особенности окolorудных ореолов, которые можно применять в тех случаях, когда исследуются объекты, где еще не начаты разведочные работы, т. е. на стадии поисков.

## МИНЕРАЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ И ЕЕ ТИПЫ

В минеральной аномалии по аналогии с геохимической следует выделять фоновые характеристики, т. е. такие концентрационные и конституционные качества минералов, которые служили бы "нулевым" уровнем отсчета [18, 19]. Для этого исследуются и сравниваются концентрационные и конституционные качества одних и тех же минералов вне минеральной аномалии (если они там присутствуют), т. е. в фоновом пространстве, и во внутрианомальном (внутриореольном) пространстве, как, например, в работах В.В. Аристова, Л.Л. Ляхова, Б.В. Чеснокова. Основной метод обнаружения и исследования минеральной аномалии — минералогическое картирование.

Б.В. Чесноков выделяет два типа минеральных аномалий, представляющих собой специфические неоднородности земной коры, — концентрационные и конституционные. Наиболее характерными примерами минеральных аномалий являются окolorудные ореолы (окolorудные метасоматиты, вкрапленность рудных минералов, литогеохимические аномальные концентрации элементов-индикаторов и т. п.).

Минералы, указывающие на аномалии концентрационного и конституционного типов, называются минералами-индикаторами, а соответствующие их свойства — информационно-индикаторными. *Концентрационные* минеральные аномалии выражаются в количественно-пространственных особенностях распределения минералов в данном участке земной коры (рис. 1, а), а *конституционные* — в особенностях распределения минералов с переменным составом и структурой, т. е. меняющимися конституционными признаками (см. рис. 1, б).

Авторы предлагают выделять две разновидности конституционных аномалий, различающиеся информативной ценностью в геологоразведочной практике: 1) *гомогенные*, в пределах которых минералы-индикаторы имеют свойства, отличающиеся от фона (вмещающих пород), но стабильные в пределах аномального пространства; 2) *градиентные*, в пространстве которых свойства минералов-индикаторов меняются закономерно, направленно и могут быть представлены графически в виде рисунков разной конфигурации и симметрии.

Минеральная аномалия создает предпосылки для образования геохимической аномалии, т. е. геохимическая аномалия определяется количеством и свойствами минералов, слагающих минеральную ано-

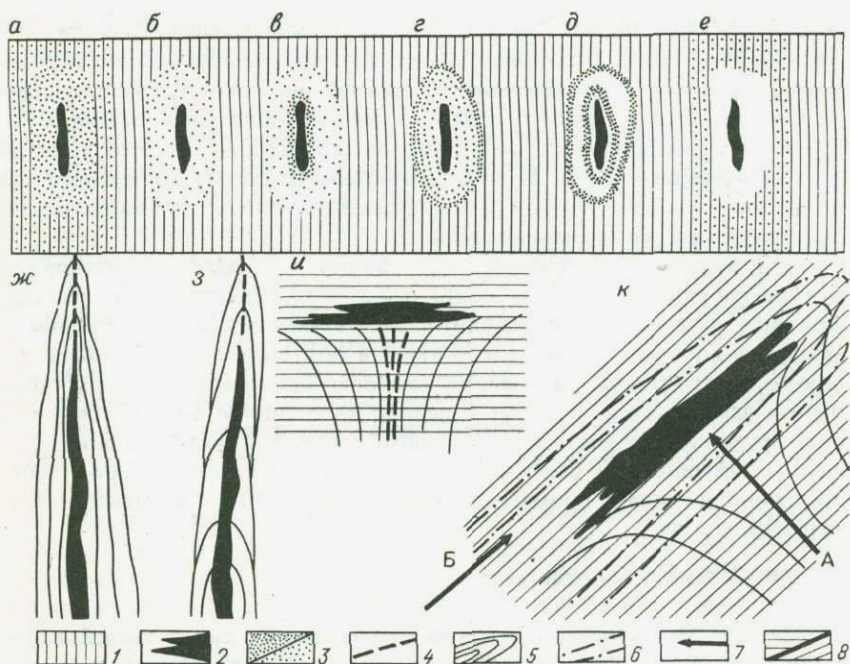


Рис. 1. Строение минеральных аномалий:

*а-е* — концентрационных (в плане); *ж-к* — конституционных (в разрезе). 1 — фоновое пространство; 2 — рудное тело; 3 — вкрапленности минерала-индикатора разной плотности; 4 — рудолокализирующие разломы; 5 — изолинии конституционных свойств первого этапа оруденения; 6 — то же, второго этапа оруденения (наложение на изолинии первого этапа); 7 — векторы фильтрации рудоносных гидротерм первого (А) и второго (Б) этапов; 8 — слоистость вмещающих пород

манию. Такая аномалия в большинстве случаев возникает в пространстве, уже занятом горными породами, в которых зафиксирована их собственная геологическая история; в них находятся ранее возникшие минеральные аномалии магматического, метасоматического, метаморфического или осадочного циклов, которые также могут обладать специфическим строением.

При прикладных геохимических исследованиях учитывается отмеченная неоднородность фона: вычисляются индивидуальные локальные "кларки" элементов, первые аномальные градации и т. д. Однако при интерпретации литогеохимических аномалий пока очень редко принимается во внимание важное обстоятельство, которое заключается в ассимиляции — избирательном заимствовании вновь возникшей минеральной аномалией части свойств субстрата (фона). Например, возникающая зона пиритовой вкрапленности одновременно накладыв-

вается на разнородные горные породы — гранитоиды, базальты, песчаники. И в пирите этой новой минеральной аномалии помимо собственных примесей, обусловленных гидротермальным рудообразующим процессом, будут присутствовать и *ассимилированные примеси*. Из гранитов ассимилируется цирконий, из базальтов — кобальт и титан, а из песчаников — медь. И лишь внимательная работа минералога позволит отделить собственный геохимический комплекс рудной аномалии от геохимического ассимилированного.

При ассимиляции примесей из субстрата, которая осуществляется минералом-индикатором, их содержание часто существенно превышает фоновый уровень, т. е. происходит *избирательное накопление*. Например, такое накопление происходит в пирите при ассимиляции кобальта и никеля. Этот процесс развивается наиболее полно, если метакристаллы пирита зарождаются и растут в период интенсивной околорудной гидротермальной проработки вмещающих пород при мобилизации их вещества. Именно при ассимиляции вещества силикатных пород пирит постоянно включает примеси геохимически инертных элементов — титана и циркония.

#### СТРОЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

По классической теории метасоматоза околорудные метасоматиты в принципе могут формировать зональные колонки двух типов — диффузионные и инфильтрационные. В первом случае зоны имеют постепенные переходы, а свойства минералов от зоны к зоне непрерывно меняются, во втором — зоны имеют резкие границы, а свойства минералов в пределах зоны подразумеваются более или менее постоянными. Сказанное относится, естественно, к породообразующим минералам метасоматитов.

Известно, что минералы-индикаторы околорудных ореолов обычно представлены в околорудных метасоматитах в виде акцессорной вкрапленности. В одних случаях можно предполагать, что второстепенный по массе (объему) минерал-индикатор парагенетически связан с породообразующими минералами, а в других — определено видны его вторичность, наложенность по отношению к матрице околорудных метасоматитов.

Авторам не удалось обнаружить фазового соответствия породообразующих и акцессорных минералов в колонках двух типов. Пока мы имеем в распоряжении следующие эмпирические данные: 1) породообразующие минералы околорудных метасоматитов характеризуются менее контрастным изменением конституционных свойств, чем акцессорные, рудные; 2) пространственное распределение изолиний конституционных свойств акцессорных рудных минералов иногда не соответствует конфигурации зон околорудных метасоматитов; 3) мощность акцессорной минерализации обычно превосходит мощность петрографи-

чески различных околорудных преобразований; 4) именно акцессорные рудные минералы определяют баланс в породе элементов-индикаторов.

Строение минеральной аномалии характеризуется формой, типом границ, местоположением рудного тела, конфигурацией изолиний показателей концентрационных и конституционных свойств по отношению к границам аномалии, рудному телу, направлению фильтрации гидротерм, рудоподводящей системе и т. п. (рис. 2).

Естественно, что выделенные типы аномалий и их разновидности позволяют решать вопросы различной практической ценности. Границы, размер и объем можно определить с помощью минералов концентрационных аномалий и конституционных аномалий гомогенной разновидности, а направление, т. е. вектор к рудному телу — с помощью в основном минералов конституционных аномалий градиентной разновидности, в меньшей степени минералов концентрационных аномалий (по меняющемуся количеству минерала и по направлению изменяющейся размерности его зерен).

В природе нет минеральных аномалий исключительно концентрационного типа. В минералы неизбежно включена конституционная информация, отражающая симметрию и геологическую обстановку процесса минералообразования. Приведенная типизация аномалий имеет методическую и информационную ценность, помогает выбрать рациональный путь исследований.

Поскольку в случае генетического единства элементы симметрии зонального строения руд и околорудного ореола совпадают, мы можем с некоторой долей вероятности давать и обратные заключения: по форме и местонахождению ореола предполагать фацию рудоотложения. Например, в случае гидротермально-осадочной фации рудоразгрузки околорудный ореол пространственно совпадает с рудоподводящей системой, локализован в лежачем боку рудного пласта и отсутствует в висячем боку, т. е. в принципе асимметричен относительно рудного тела. Сам же он в подрудной части имеет концентрически (в плоскости пласта) -осевой (перпендикулярно к плоскости пласта) тип симметрии [22] (см. рис. 2).

Однако необходимо учитывать, что в гидротермально-осадочной фации рудоотложения возможны "ореолы", обусловленные сингенетичным размывом рудных тел с возникновением рудокластов, описанных в 1976 г. А.Г. Жабиным, Н.А. Пирижняк и Н.С. Самсоновой для Сибая. На примере палеозойских колчеданных месторождений урупской группы на Северном Кавказе А.Г. Жабиным было показано, что рудокластовые ореолы могут возникать и через сотни миллионов лет после образования рудного тела.

Существует убеждение в том, что зоны вкрапленности минералов растут около рудного тела центробежно, что подтверждается зональностью околорудных метасоматитов, центробежным ростом метасо-

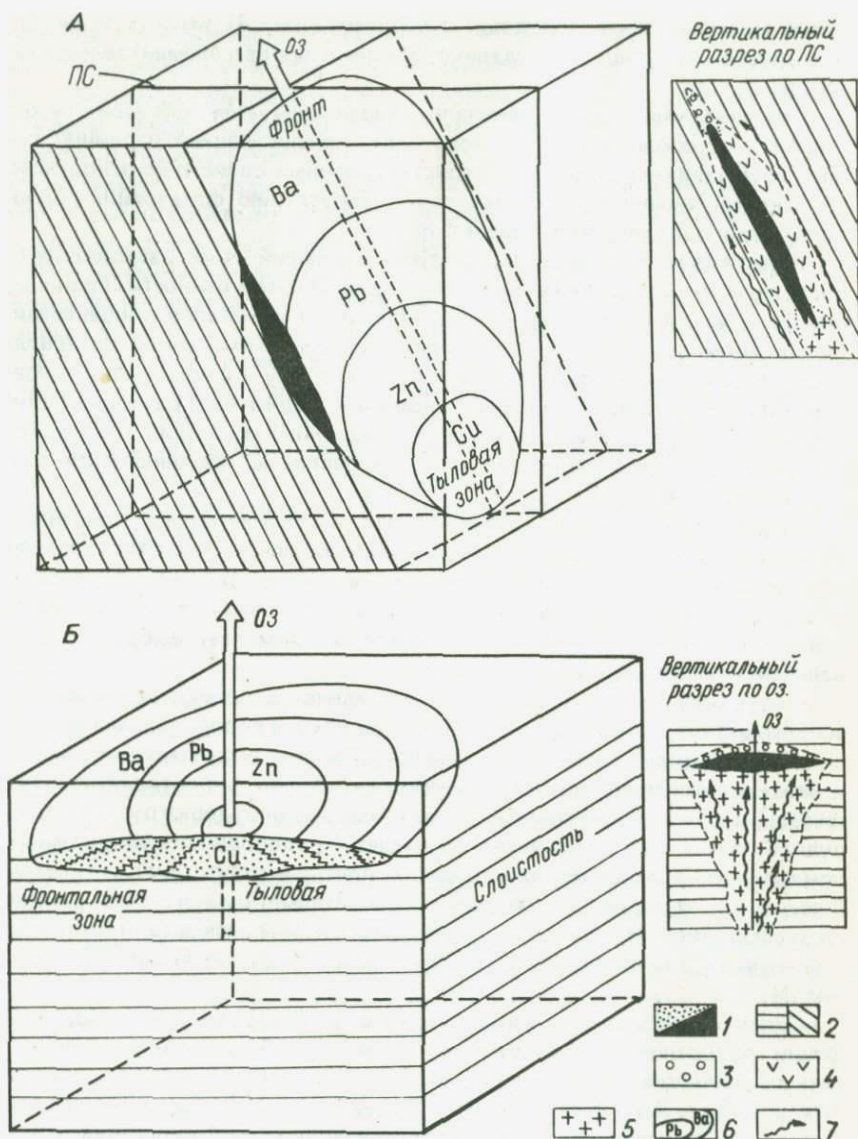


Рис. 2. Схема разделения околорудного пространства для двух фаций рудоотложения – гидротермально-метасоматической (А) и гидротермально-осадочной (Б):

1 – рудное тело; 2 – слоистость вмещающих пород; 3–5 – зоны околорудного ореола (3 – надрудная, 4 – рудная, 5 – подрудная); 6 – зоны концентрации металлов в рудном теле; 7 – направление фильтрации гидротерм, OЗ – ось колонки зональности; ПС – плоскость симметрии зонального рудного тела и его ореола

матических колонок. Не оспаривая этого утверждения, мы лишь констатируем отсутствие специальных минералогических исследований, которые бы подтвердили преобладание в природе именно этой модели роста вкрапленной оболочки. Имеющиеся данные по минералогии околорудных ореолов колчеданных месторождений позволяют предполагать развитие вкрапленности и по другой — центростремительной — схеме. Эта интересная проблема, прямо относящаяся к природе зональности геохимических ореолов, практически не изучена. На рис. 3 и 4 приведена схема, показывающая принципиальные направления исследований в этой области. Основной методический прием выявления схемы роста зон вкрапленности — исследование анатомии и размерности вкрапленников-монокристаллов. На рис. 4 показаны две наиболее распространенные модели центробежного роста ореола вкрапленности метакристаллов околорудного тела. Согласно первой модели, зарождение новых индивидов происходит только на движущемся центробежном фронте, число зарождений в единицу времени стабильно. При этом отложение вещества происходит одновременно на всех ранее возникших и возникающих индивидах, массоотложение в последовательные отрезки времени в единице объема падает в сторону от рудного тела, возникают зональные индивиды.

Согласно второй модели, зарождение новых индивидов также происходит лишь на движущемся центробежном фронте, и число их в единицу времени стабильно. При этом рост индивидов и отложение вещества происходят только на фронте, массоотложение в объеме одиночного вкрапленника падает в сторону от рудного тела, обычно возникают незональные индивиды.

Минеральные аномалии концентрационного типа легко обнаружить и картировать методом подсчета количества минерала-индикатора в прозрачных или полированных шлифах (аншлифах). Количественные картины распределения в пространстве околорудного ореола минерала-индикатора разнообразны (случаи *a* — *e* на рис. 1, но наиболее типичные случаи *b* и *e*).

Исследования, проведенные авторами, показали, что при характеристике строения аномалии концентрационного типа важную информацию можно получить, производя статистические замеры величин зерен минерала-индикатора. Полученные гистограммы размерностей зерен и соответствующие им аппроксимирующие кривые позволяют говорить об однородном, неоднородном, одно- и полистадийном росте ореольных вкрапленностей. При проведении статистических измерений такого рода необходимо соблюдать правила стереологии и учитывать факторы, влияющие на размерность кристаллов, которые рассмотрены в книге С.А. Салтыкова.

Процессы авто- и аллометаморфического характера являются причиной многократного зарождения в ореоле минералов-индикаторов. Об этом свидетельствуют полимодальные кривые размеров зерен.

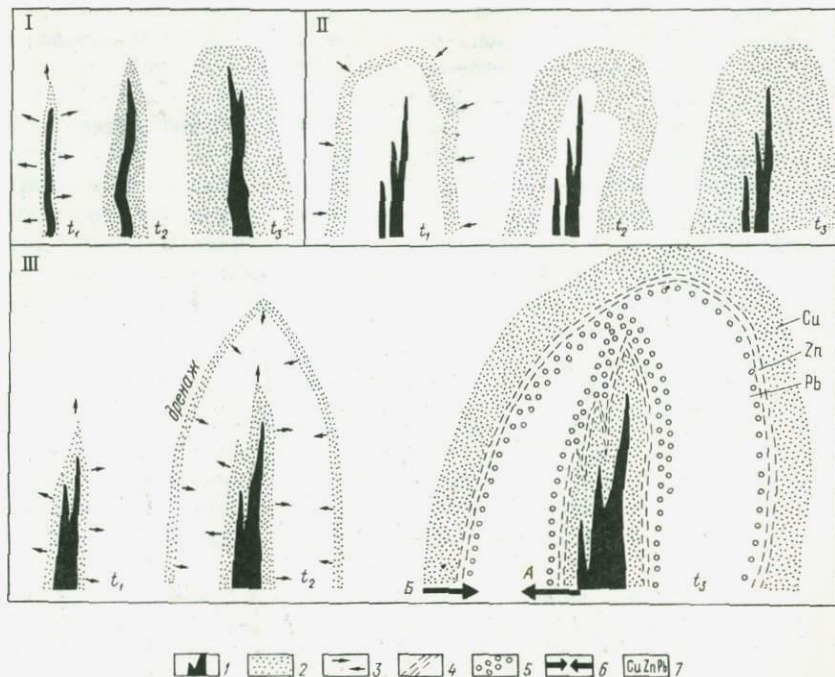


Рис. 3. Схема моделей роста вкрапленников минерала-индикатора в околорудном пространстве:

I — центробежная (рост от трещинной фильтрационной гидротермальной системы в сторону вмещающих пород); II — центростремительная (дренаж поровотрещинных вод рудовмещающей толщи в сторону трещинной фильтрационной гидротермальной системы); III — комбинированная (рост встречных зон вкрапленности А и Б с симметричным соотношением зональных рядов элементов-примесей,  $t_{1,2,3}$  — последовательные периоды роста. 1 — рудные тела; 2 — зоны околорудной вкрапленности (схемы I и II), зона медных концентраций на схеме III); 3 — направление фильтрации гидротерм; 4 — зона вкрапленности с концентрациями цинка; 5 — зона вкрапленности с концентрациями свинца; 6 — направления зональности "встречных" колонок; 7 — зоны соответствующих металлов

Естественно, что не в каждом исследуемом объекте будут присутствовать все перечисленные ниже генерации аксессуарных минералов-индикаторов, но знать о такой возможности необходимо. Это поможет интерпретировать строение геохимических аномалий в тех случаях, когда разные генерации минерала возникают в составе разноориентированных зональных колонок, в разные стадии или этапы минералообразования. Наиболее распространенные стадии и этапы формирования рудных месторождений, отражающиеся в стадиях и этапах формирования околорудных ореолов, приведены ниже.

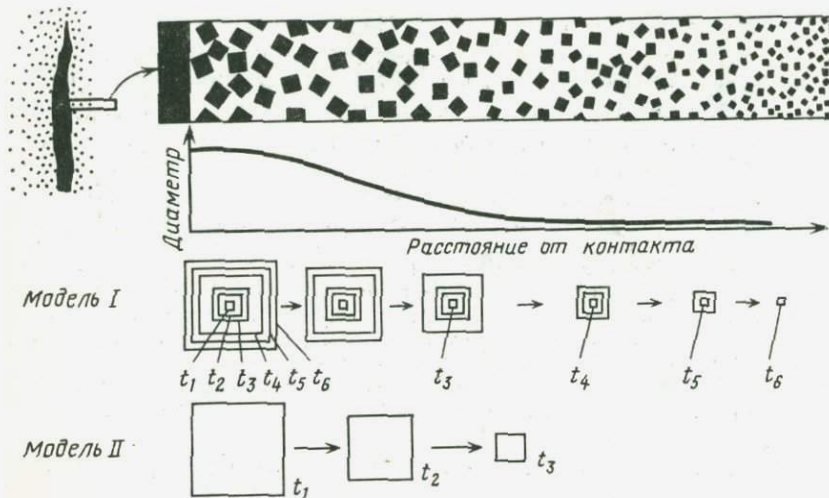


Рис. 4. Две наиболее распространенные модели центрального роста ореола вкрапленности метакристаллов околорудного тела

1. *Дорудный (раннерудный) ореол метасоматитов.* Рудное тело фиксируется внутри этого ореола как тыловая зона метасоматической колонки (например, пиритовые тела в пирит-серцит-кварцевых метасоматитах). Именно на этой стадии происходят самые глубокие метасоматические преобразования вмещающих пород с перераспределением вещества. В метасоматитах возникает первая генерация вкрапленности минералов-индикаторов, определяющих "рудную" ассоциацию элементов геохимического ореола. В приведенном примере таким минералом-индикатором будет пирит. Нужно учитывать также, что формирующийся геохимический ореол данной стадии часто возникает до (!) появления в его пределах самого рудного тела. Именно это обстоятельство объясняет причину нередко наблюдаемого смещения в пространстве одноименных зон рудного тела и вмещающего его ореола: рудное тело может быть локализовано не в тыловой зоне общей зональной колонки рудообразования, а с некоторым телескопированием.

2. *Ореольные процессы минералообразования, синхронные стадии рудоотложения,* и автотематоморфических (автореакционных) процессов этой стадии. Например: осаждение халькопирита  $\text{CuFeS}_2$  и сфалерита  $\text{ZnS}$  за счет реакции бессернистых растворов с телами ранее возникших пиритов и зонами ореольной пиритовой вкрапленности при ассимиляции их серы. В результате подобного взаимодействия, как показывают вычисления, мобилизуется и покидает зону реакции часть вещества  $\text{FeS}_2$ . Возникает дополнительная генерация пирита в руде и ореоле.

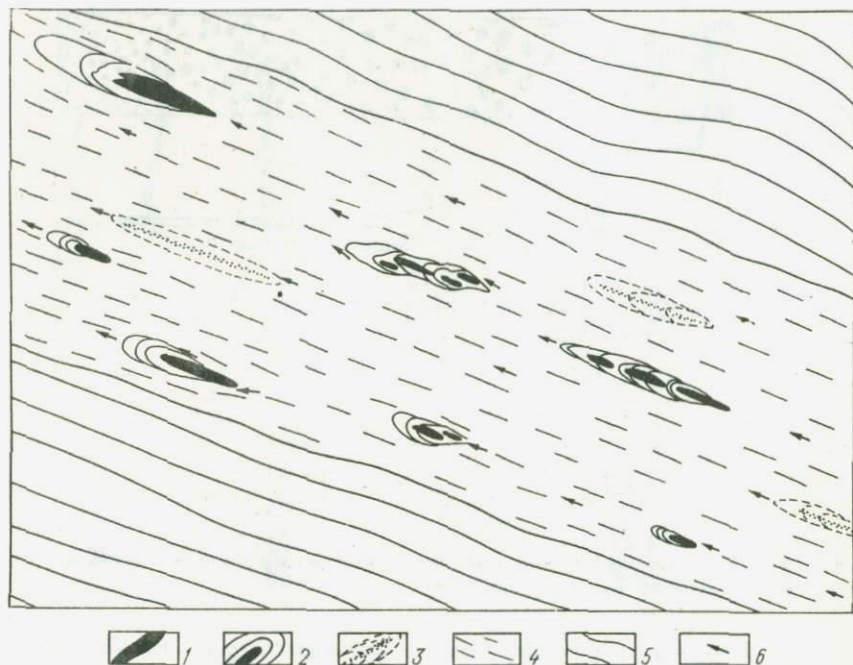


Рис. 5. Зоны метаморфогенной пиритовой вкрапленности, возникающей около древних пирититовых тел:

1 — древние пирититовые тела; 2 — древние зоны вкрапленности; 3 — новообразованные зоны метаморфогенной вкрапленности; 4 — рудоносная зона; 5 — вмещающие породы; 6 — направление фильтрации метаморфогенных растворов

Иногда можно обнаружить специфические ореолы-шлейфы такой вкрапленности, конфигурация которых не согласуется с обстановкой формирования тел пирититов, но становится понятной при учете упомянутого реакционного взаимодействия (рис. 5). В итоге возникают неоднородные околорудные ореолы, часто с разнонаправленными векторами зонального распределения примесей в минерале-индикаторе (см. рис. 1, к).

3. *Разрушение рудных тел с образованием ореолов рудокластов.* Такое явление характерно для месторождений, формирующихся в обстановке гидротермально-осадочной и осадочно-диагенетической фаций рудоотложения. При этом механические фрагменты руд образуют ореолы, практически синхронные рудоотложению, или разрушение происходит значительно позже.

4. *Метаморфогенные преобразования* ранее возникших минеральных ассоциаций. При метаморфогенных преобразованиях появляются но-

вые — метаморфогенные минеральные виды в рудах и ореолах, возможно изменение конфигурации последних.

Примером исследования дифференциации минералов-индикаторов, возникающей в разные стадии и этапы, является работа В.Д. Инина. Им выполнено картирование ореолов вкрапленности пирита различных генетических типов в районе Зырянковского колчеданного месторождения на Рудном Алтае. Дифференциация пиритовой вкрапленности на дорудную (аутигенный пирит, метаморфогенный, акцессорно-магматический и т. п.), предрудную и рудную совокупности, измерение содержания этих разновидностей и размеров кристаллов позволили сформулировать практически важные рекомендации, а именно: какие зоны пиритовой вкрапленности имеют отношение к рудообразованию, а какие не имеют.

### ГРАДИЕНТНЫЕ КОНСТИТУЦИОННЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ В ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛАХ

Минералы, возникающие в пространстве зональной колонки околорудных метасоматитов, отражают ее внутреннее строение (симметрию) в своих пространственно меняющихся свойствах. Поиск минералов, в которых эти свойства изменяются градиентно, контрастно, направленно в сторону рудного тела, и есть основная задача минералогических исследований околорудных ореолов. Градиент — это направление наискорейшего изменения какого-либо свойства, а градиентные свойства минерала — такие его конституционные свойства (кристаллическая структура, химический состав), которые наиболее контрастно, интенсивно меняются в направлении к искомому телу [23, 24].

Классификация градиентных конституционных свойств имеет следующий вид.

1. Структурные характеристики минералов (свойство меняется скачкообразно или непрерывно): полиморфные модификации (смена в пространстве: пирит — марказит, сфалерит — вюртцит и других пар); политипы (политипы слюд мусковитового семейства  $1M$ ,  $2M_1$ ,  $2M_2$ ,  $3T$ ; сфалеритов, хлоритов и т. п.); типы кристаллизационной воды; порядок-беспорядок в расположении атомов определенных элементов в кристаллической решетке или в чередовании межслоевых промежутков в смешанослойных минералах; изменение параметров решетки как отражение изменения состава (железистость сфалеритов, отношение сурьмяного и мышьякового минералов в сульфосолях и т. п.).

2. Кристалломорфологические<sup>1</sup> и анатомические характеристики

<sup>1</sup> Кристалломорфологические характеристики минералов как критерии зонального строения рудных тел и ореолов, — направление, интенсивно развиваемое Н.З. Евзиковой и другими минералогами.

минералов [46]: эволюционный ряд смены кристаллических форм, как отражение общей симметрии зональной колонки околорудных метасоматитов (температурного поля, распределения в пространстве индикаторных отношений K/Na, Fe/S, Co/Ni, Mg/Fe и др. минеральных ассоциаций и т. п.). Для пирита, важнейшего вкрапленного минерала околорудных метасоматитов месторождений многих рудных формаций, получение этих данных является надежным экспресс-методом определения направления к рудному телу<sup>1</sup>: смена кристаллических форм (вкрапленников): куб → пентагондодекаэдр → октаэдр; зональное строение, секториальность (специфический состав граней разных простых форм), пористость, структуры распада (псевдоморфозы распада) и т. п.

3. Физические свойства минералов (рис. 6, 7): электрофизические свойства (тэдс, типы проводимости в FeS, FeS<sub>2</sub>, FeAsS<sub>2</sub>); спектры люминесценции, термолюминесценции [3]; плотность (как отражение изменения состава); твердость (как отражение тонкой дислокационной структуры, пористости и т. п.); цвет.

4. Химический состав минералов (рис. 8): минералы переменного состава (гранаты, пироксены, амфиболы, слюды, хлориты, карбонаты), собственно изоморфизм и ионообменные свойства); минералы постоянного состава в отношении основных компонентов, но обладающие набором типоморфных элементов-примесей (кварц, пирит).

5. Термобарогеохимические, гомогенизационные и декрепитационные данные, поведение при нагревании (см. рис. 7).

Минералы-индикаторы при минералогических исследованиях околорудных ореолов являются источником как качественной (например, тип рудной формации, форма аномалии), так и количественной (размер ореола, направление к рудному телу и т. п.) информации. По виду информации минералы-индикаторы можно подразделить следующим образом.

1. Минералы-индикаторы и их структурные разновидности, указывающие на формационную принадлежность околорудного ореола. Например, вкрапленность пирита находится в околорудных ореолах месторождений многих формационных типов (даже гранитных пегматитов, кварц-вольфрамитовых жил и т. п.), но устойчивая ассоциация FeS<sub>2</sub> + ZnS + CuFeS<sub>2</sub> возникает лишь в непосредственной близости от сульфидных сфалерит-халькопирит-пиритовых рудных тел. Некоторые минералы прямо указывают на невозможность конкретных рудных ассоциаций. Например, в присутствии галенита PbS неустойчивы сульфиды

<sup>1</sup> Н.З. Евзикова, Н.С. Беленькая [15] отмечают, что кристалломорфологическая изменчивость пирита от зальбандов к центру жилы, снизу вверх и от флангов к рудным столбам выражается макроскопически видимым рядом  $\{100\} \rightarrow \{100\} + \{210\} \rightarrow \{210\} \rightarrow \{210\} + \{111\} \rightarrow \{111\}$ , где  $\{100\}$  — куб;  $\{210\}$  — пентагондодекаэдр;  $\{111\}$  — октаэдр.

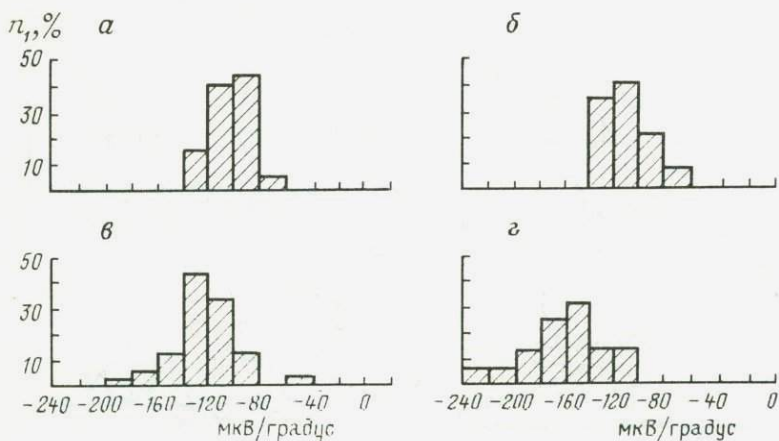


Рис. 6. Гистограммы распределения величин термоэдс в пиритах из руд и различных метасоматитов железорудного Соколовского месторождения (по З.И. Полтавец, 1974 г.).

Руды: а — сплошные магнетитовые, б — прожилковые; метасоматиты: в — пироксен-скаполитовые и пироксен-эпидот-эльбитовые, г — скаполитовые

4753  
высоковалентных катионов  $As_2S_3$  (аурипигмент),  $Sb_2S_3$  (антимонит), поскольку возникают соответствующие сульфосоли.

2. Минералы и их структурные разновидности, сам факт нахождения или, напротив, исчезновения которых свидетельствует о близости рудного тела. В литературе описаны случаи, когда в околорудном ореоле резко уменьшается количество какого-либо минерала или он исчезает совсем (см. рис. 1, е). Например, около гранитных пегматитов, залегающих в гранитах или кристаллических сланцах, аксессуарный ильменит — характерный компонент этих вмещающих пород — замещается лейкокксеном [28]. В других случаях происходит изоморфное ионообменное вхождение в минерал вмещающих пород элемента-индикатора околорудного ореола. Так происходит около гранитных пегматитов натро-литиевого типа, где в направлении к рудному телу возникает последовательный ряд минералов: биотит — цезиевый биотит, флогопит — цезиевый протолитионит; роговая обманка моноклинная — ромбический литиевый амфибол гольмквистит [42].

3. Минералы, занимающие определенное положение в зональной колонке руд и околорудных метасоматитов. Например, в полиметаллических и колчеданных месторождениях барит является характерным компонентом надрудного интервала, а ангидрит — подрудного [40].

4. Минералы, содержащие в качестве главного один и тот же химический элемент, но кристаллизующиеся в определенной последовательности и в разных частях зональной колонки; изменение в пространстве



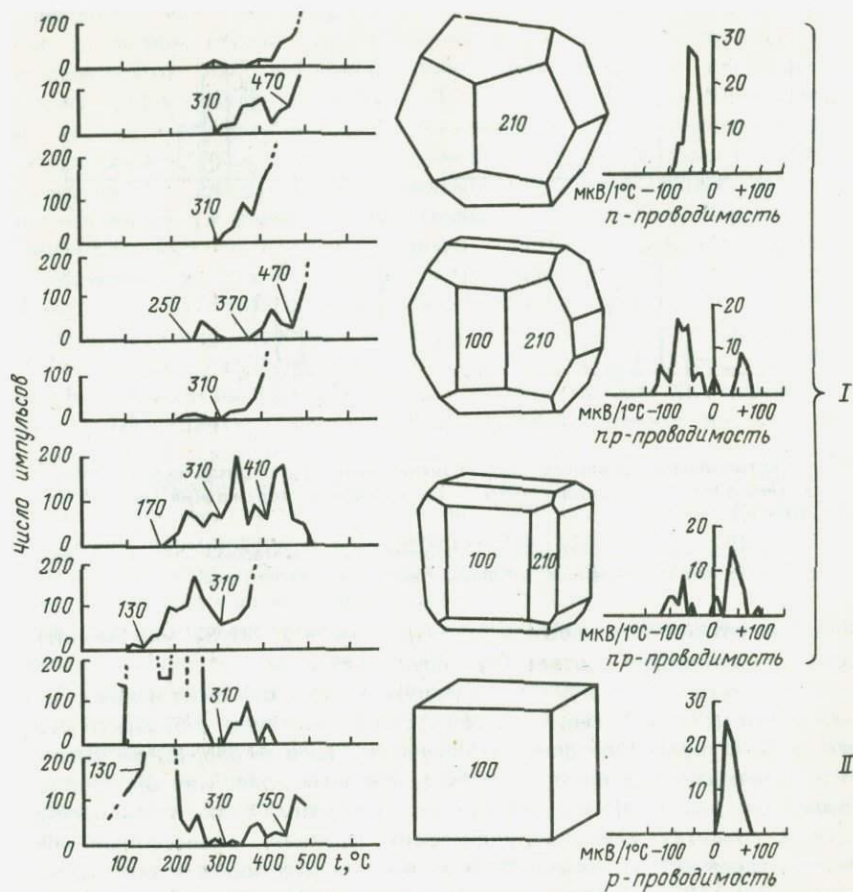


Рис. 7. Особенности декрепитации и электропроводимости морфологических разновидностей пирита из Ирокиндинского месторождения (по И.В. Попивняк, 1976 г.): I — пирит допродуктивной ассоциации; II — пирит продуктивной золото-сфалерит-галенитовой ассоциации

минеральной формы нахождения характерного ореольного элемента. Например, молибден нередко фиксируется в виде не только молибденита и гипогенного повеллита, но и вульфенита  $PbMoO_4$ , а вольфрам — не только в виде широко распространенного вольфрамита и позднее кристаллизующегося шеелита, но и в виде гипергенного штольцита  $PbWO_4$ .

5. Пары минералов, количественное (объемное) соотношение которых в пределах зональной колонки околорудного ореола меняется

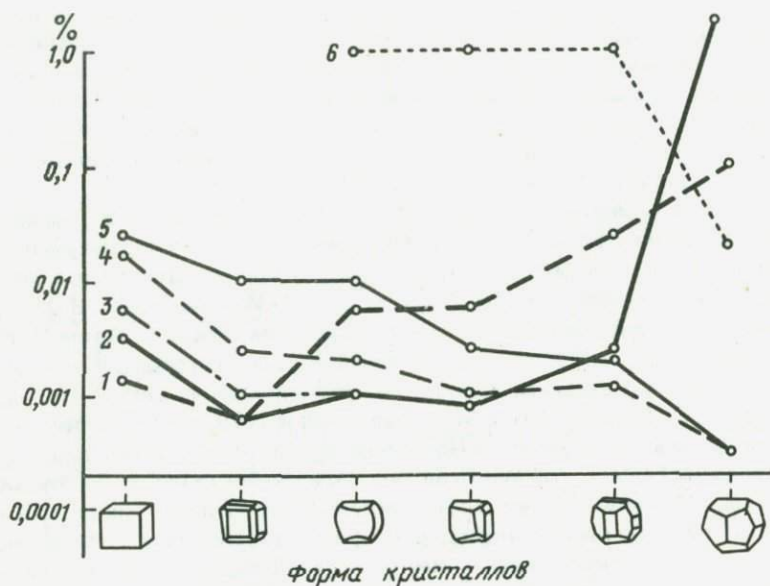


Рис. 8. Содержание элементов-примесей в морфологических разностях пирита из Ирокиндинского месторождения (по И.В. Попивняк, 1976 г.) :

1 — Pb; 2 — Cu; 3 — Mn; 4 — Ni; 5 — Co; 6 — As

обратно пропорционально. Например, для ртутных месторождений Дервиевского рудного поля на Кавказе М.М. Зубков успешно применил отношения количеств минералов как индикаторные при диагностике внутренних, околорудных частей ореолов. Поскольку в этих объектах зона интенсивной аргиллизации — внутренняя, а зона умеренной аргиллизации — средняя, то для их диагностики и картирования оказался полезным показатель "степень аргиллизации": ПА-Дк/Хл, где Дк — содержание диккита и Хл — минералов хлоритовой группы соответственно, %.

В зоне интенсивной аргиллизации ПА всегда больше 1, а в зоне умеренной — меньше 1. Использовался также показатель анкеритизации — отношение анкерита к кальциту: в верхних горизонтах месторождения он высокий (до 91), а в нижних — более низкий (до 40).

6. Модификации минералов, указывающие на температуры фазовых переходов или другие температурные границы:  $\alpha$ -пирротин  $\rightarrow$   $\beta$ -пирротин ( $138^\circ\text{C}$ );  $\beta$ -пирротин  $\rightarrow$   $\gamma$ -пирротин ( $325^\circ\text{C}$ ); халькопирит тетрагональный  $\rightarrow$  кубический ( $547^\circ\text{C}$ ); халькозин ромбический  $\rightarrow$  гексагональный ( $103^\circ\text{C}$ ) и т. п. Политипная модификация слюд 1М указывает на относительно низкотемпературные ( $200\text{--}350^\circ\text{C}$ ) стабильные условия образования, а 2М<sub>1</sub> свидетельствует о более высоких температурах

(350–500 °С). Эти экспериментальные данные в принципе согласуются с природными наблюдениями. Например, в околорудных метасоматитах алтайских полиметаллических и колчеданных месторождений выявлена зональность в распределении политипов серицитов: зонам кислотного *предрудного* выщелачивания в формации кварц-серицитовых метасоматитов свойствен политип  $2M_1$ , а зонам гидrolитического разложения пород субстрата на периферии ореола —  $1M$  [43].

7. Минералы-индикаторы, встречающиеся во всем пространстве ореола и содержащие примеси, частота вхождения и уровень содержания которых отражают *общую зональную структуру* ореола. Для пирита такие закономерности вскрыты В.Г. Прохоровым, Н.И. Ереминым, В.С. Карпухиной на медноколчеданных месторождениях Урала и Алтая [27], Н.С. Самсоновой, А.Г. Жабиным для колчеданных месторождений урупской группы на Северном Кавказе и месторождения Сибай на Урале [34, 35], С.В. Григоряном и М.З. Фурсовой в 1979 г. для Саурейского свинцового месторождения на Полярном Урале и т. п. В итоге подобных исследований была обнаружена так называемая скрытая зональность (по Н.И. Еремину). В результате массовых определений кобальта и никеля в пиритах ранних пиритовых (серно-колчеданных) тел свинцово-цинково-медноколчеданных месторождений была обнаружена закономерная зональная картина их внутреннего строения, выраженная, например, в изолиниях кобальт-никелевого отношения.

8. Минералы-индикаторы породообразующие, меняющие состав в *определенном направлении*. Для колчеданных месторождений, например, отмечено увеличение железистости хлоритов в направлении к сульфидному рудному телу [43].

9. Пары и триады минералов породообразующих и аксессуарных, кристаллизующихся синхронно или в некоторой хронологически близкой последовательности, которые сопряженно меняют свой состав в пространстве и времени. И.И. Шафрановский и Н.З. Евзикова [46] подчеркивают, что сопряженно меняться могут и кристалломорфологические характеристики синхронно кристаллизующихся минералов.

В разветвленной гидротермальной системе сообщающегося типа невозможна полная одновременная фиксация в разных индивидах одного и того же минерала какого-либо конкретного признака, обусловленного *бегущей вдоль системы волной изменения*. Например, повсеместно проявленные в рудных месторождениях микроритмичные колебания скорости диффузионного или инфильтрационного массопереноса и соответствующего массоотложения кристаллизующегося вещества обуславливают зональное строение растущих индивидов, обладающих градиентными конституционными свойствами. Но каждый импульс колебания (ритма) доходит до пространственно разобщенных растущих индивидов одного и того же минерала в разное время. И лишь у совокупности индивидов, кристаллизующихся вдоль фронта волны (например, изотермы), фиксация одноименных признаков наиболее

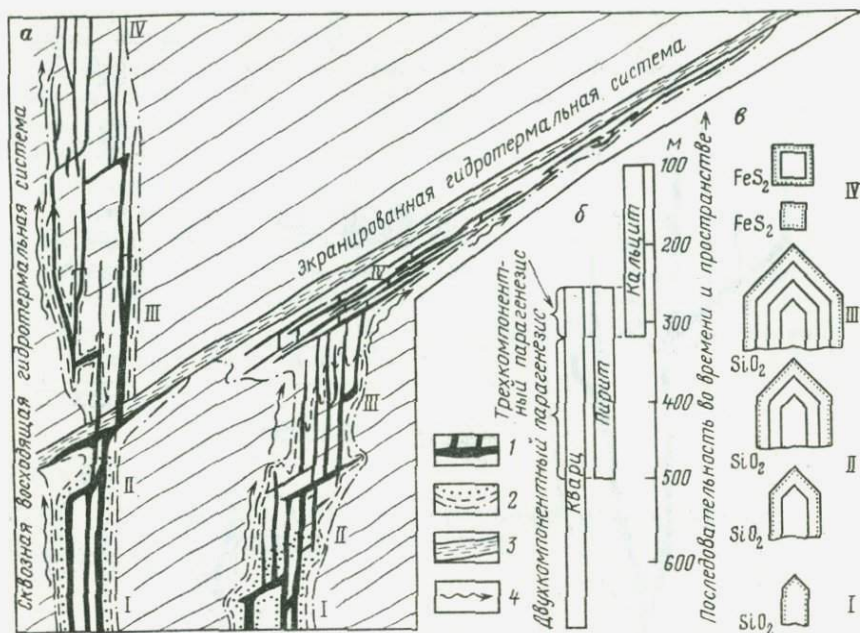


Рис. 9. Вертикальный разрез двух минерализованных трещинных жильных систем, не сообщающихся на данном уровне (а), и зональное распределение минералов в их хронологической последовательности (б); фиксирование признаков (а, точки), свидетельствующих о проявлении этого фактора в различных последовательных зонах роста кристаллов кварца и пирита, расположенных вдоль потока фильтрации гидротерм на разных гипсометрических уровнях (I—IV):

1 — жилы; 2 — последовательные изохроны; 3 — вмещающие слоистые породы; 4 — направление движения гидротерм

близко совпадает по времени. В примере с диффузионным потоком вещества к кристаллам, растущим в разных местах одной жилы, различие в абсолютном времени фиксации конкретной зоны роста, связанной с движением диффузионной концентрационной волны в застойном растворе, будет соответствовать скорости диффузии. В других случаях это различие во времени совпадает с градиентами концентрации, температуры, давления, а также скоростями трещинообразования, кристаллизации, растворения, движения границ зерен при перекристаллизации, распада комплексов и т. п. [12, 17] (рис. 9, 10). Для выявления синхронности образования используем следующие методы.

1. Сравниваем сочетания, комплексы признаков, фиксированных в конституционных (состав + структура) свойствах соприкасающихся или несоприкасающихся минеральных индивидов и агрегатов. Прежде всего выявляется хронологическая последовательность признаков

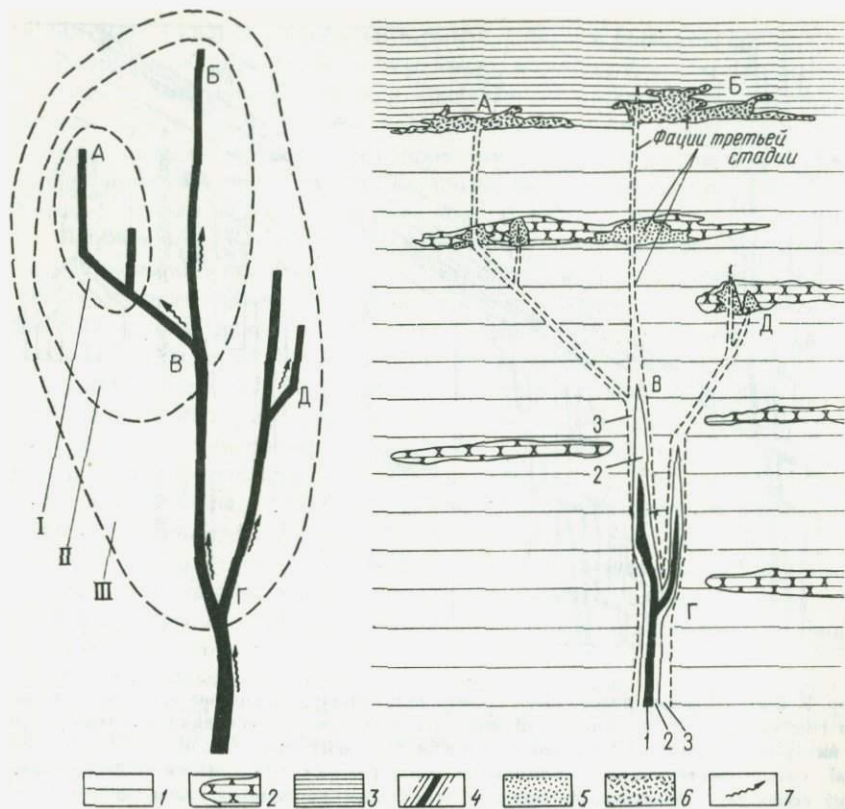


Рис. 10. Различные фациальные обстановки в разветвленной гидротермальной палеосистеме:

1 — доломиты; 2 — песчаники; 3 — сланцы известковые; 4 — последовательные зоны жильной системы; 5 — метасоматиты оруденелые по песчаникам (две фации парагенезисов третьей стадии минералообразования); 6 — метасоматиты оруденелые по сланцам (две фации парагенезисов третьей стадии минералообразования); 7 — направление гидротермального транспорта. I—III — гидротермальные узлы разных порядков по соподчинению. А—Д — узловые ветви на общем основании. 1—3 — стадии роста

в ходе роста. Признаки фиксируются в виде анатомических и кристалломорфологических особенностей индивидов (зональность, секториальность, мозаичность, детали роста граней), твердогазожидких включений, изоморфных примесей (содержание и распределение по зонам и секторам), внутрирудных метаморфических воздействий и т. п.

2. Синхронно растущие *соприкасающиеся* минеральные индивиды (монокристаллы и сферолиты) имеют характерные дополнительные

диагностические признаки: индукционные поверхности соприкосновения и форму индивида на интервале одновременного роста.

3. Для выявления синхронности кристаллизации индивидов и агрегатов в разных частях ("ветвях") разветвленной, на глубине сообщаемой гидротермальной системы необходим поиск хронологических "реперов" и ритмов, которые являются внутренними или внешними по отношению к этим системам.

4. Важным методическим приемом определения одновременности и последовательности образования минералов в разных частях рудного объекта являются специальные графики, в которых фиксируется не только порядок образования минералов во времени, но и их распределение в пространстве. Наиболее рациональный тип таких графиков предложен Ю.М. Дымковым [13].

## ГЛАВА 2.

### СБОР И ОБРАБОТКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О СТРОЕНИИ ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ

В подавляющем большинстве случаев при комплексном минералого-геохимическом изучении околорудных ореолов достаточно систематическое применение некоторых весьма простых, но эффективных приемов сбора информации. Их отличительные свойства — экспрессность и экономичность.

#### ПРОТОЛОЧКИ И ПРОМЫВКА ШЛИХОВ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Рассмотрим приемы первичной обработки минералогических проб в тех случаях, когда в полевых условиях невозможно воспользоваться элементарным технологическим оборудованием — щековой и валковой дробилкой, гравитационными и магнитными сепараторами и т. п. Прежде всего охарактеризуем некоторые типы минералогических проб по их массе, задачам и виду последующей механической обработки: 1) большие пробы (10–20 кг) для полного минералогического анализа в лабораторных условиях: цель — определение количественного минерального состава, состава минералов, баланса вещества между фазами; 2) средние пробы (1–5 кг) для механического дробления и выделения тяжелого шлиха; 3) малые пробы, которые отбирают в массовом количестве для определения: а) количества вкрапленной фазы (аншлифы, прозрачные шлифы); б) состава породообразующего минерала (в пакет собираются, например, осколки с биотитом); в) состава акцессорного

минерала, образующего вкрапленность (микрошлих или аншлиф на микросонд, или спектральный анализ в точке); г) минерального состава прожилков.

Предположим, что поставлена задача изучить наличие или отсутствие ореола вкрапленных минералов в аномалии, обнаруженной до площадного литогеохимического опробования или в процессе его. Форма аномалии изометричная, диаметр около 400 м. Вначале отбираем две-три средние минералогические пробы в разных частях аномалии. Выясняем, что в хлоритово-кварцевых сланцах имеется вкрапленность пирита, количество и размер кристаллов которого от пробы к пробе различаются. Другие минералы в значительном количестве не обнаружены. Получив эти ориентировочные данные, приступаем к систематическому минералогическому опробованию. Его можно провести по ряду параллельных профилей или по радиусам от центра изометричной аномалии. В каждой точке опробования выполняются операции: 1) привязка пробы на карте, 2) отбор пробы, 3) взятие одного-двух аншлифов, 4) отбор одного прозрачного шлифа, 5) сбор мелких осколков пород с каким-либо порообразующим минералом, например с хлоритом (3–10 г), в бумажный пакет, 6) геолого-петрографическая запись в полевом дневнике.

Поясним теперь содержание этих операций и решаемые ими задачи. Минералогическая проба дробится в ступе, разделяется с помощью сит на фракции по размерам зерен пирита, выявленным в ранее взятых ориентировочных пробах. На этом этапе решается задача извлечения шлиха пирита для изучения его состава и формы кристаллов. Аншлифы площадью 3–6 см<sup>2</sup> или приполировки площадью 25–100 см<sup>2</sup> берутся для последующих количественных подсчетов, в результате которых определяется объем пирита, строятся гистограммы размеров его зерен, выявляются текстура, зональность зерен, последовательность кристаллизации и ассоциации. С помощью прозрачных шлифов, которые не обязательно брать в каждой точке опробования, устанавливают тип горной породы и степень ее гидротермального изменения. Из осколков, находящихся в бумажных пакетах, извлекают хлорит, серицит, эпидот или другие минералы для определения их варьирующих градиентных конституционных свойств.

Запись в полевом дневнике должна быть развернутой и содержать систематизированную, приближенно-количественную информацию, которую в последующем можно было бы статистически обработать (см. ниже).

Выделение шлиха, например сульфидных минералов, из раздробленных и разделенных на фракции пород внутренних частей геохимических аномалий рекомендуется осуществлять в массовом количестве. Этот метод прост, рентабелен и общедоступен. Нами он применялся при извлечении вкрапленного пирита. Если вкрапленность видна на глаз, т. е. достаточно крупна (более 0,05 мм), то можно перевести

пирит в шлик методом ручной промывки в малом лотке или в обычной миске с пологими краями. За восьмичасовой рабочий день можно промыть до 40 фракций. Это означает, что если каждую среднюю по массе пробу разделяли на две подлежащие промывке фракции, то за рабочий день будут обработаны 20 проб, а если на три, то 11—13 проб. Таким образом, за один месяц в полевых условиях можно получить для анализа сульфидный шлик с 200—300 проб (точек). Подобного числа точек анализа обычно вполне достаточно, чтобы охарактеризовать ореольную вкрапленность пирита для рудного объекта среднего и крупного масштаба или двух-трех мелких промышленных объектов, или соответственно для пяти-десяти геохимических аномалий с целью их минералогической характеристики и разбраковки.

#### УНИФИЦИРОВАННАЯ ЗАПИСЬ ПРИБЛИЖЕННО-КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНФОРМАЦИИ В ХОДЕ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ПОЛЕВЫЕ ДНЕВНИКИ И СПЕЦИАЛЬНЫЕ ЖУРНАЛЫ)

Если в каждой точке отбора литогеохимической пробы систематически вести запись в полевом дневнике, разграфленном определенным образом, то можно без особых дополнительных затрат собрать комплекс весьма важных (и быть может решающих) наблюдений. Основываясь на личном опыте, авторы рекомендуют при минералого-геохимическом исследовании ореолов вести дневниковую документацию точек опробования по унифицированной схеме. При этом для краткости и удобства последующей статистической обработки данных полезно пользоваться условными буквенными обозначениями. Например, *K* — количество какого-либо "признака" (в зависимости от контекста) на отрезке в 10 см; *M* — количество какого-либо признака на отрезке в 1 м; м/лит — "микролитоны" — единичные слои в рассланцованных породах на отрезке в 10 см; *D* — диаметр (поперечный размер) и т. п.

Приведем конкретные примеры записи в полевом дневнике.

"№ 597. Дорога к Часавали, севернее 320 м от километровой столба 192. Базальты с подушечной отдельностью, миндалекаменные ( $K = 10-12$ ), в промежутках между "подушками" зеленые тонкослоистые туфы с тонкой послышной вкрапленностью пирита (слои  $K = 7-8$ ). Все сечения тонкими (1,5—2 мм) цеолитовыми прожилками ( $M = 2-3$ ). Пробы: 597-1 литогеохимическая, базальты, 1 кг; 597-2 литогеохимическая, туфы, 1 кг.; 597-3 — минералогическая, в пакете (белый цеолит); 597-4 — минералогическая, хлорит из миндалины базальта, в пакете (2—3 г)".

"№ 794. Участок Скатыком, штольня 4, кваршлаг 2, рассечка 2,4 м от устья, южная стенка. Сильно рассланцованные (м/лит. — 35—40) хлоритизированные туфы с обильной вкрапленностью пирита (0,1—0,5 мм) вдоль плоскостей рассланцевания; секутся вертикальными

тонкими (2–2,5 мм) прожилками галенито-сфалерито-карбонатного состава (М-17). Пиритовая вкрапленность более ранняя, чем прожилки. Пробы: 794-1 – литогеохимическая, хлоритизированные туфы с пиритом; 794-2 – минералогическая проба-концентрат с пиритом; 794-3 – минералогическая проба-концентрат галенито-сфалеритовых прожилков”.

*В полевых условиях* на стадии геохимического опробования можно получить первые ориентировочные данные по минералогии ореолов: 1) ореол визуального распространения породообразующих, акцессорных и вкрапленных минералов. В шлифах с помощью лупы (х 10) или бинокля определяется факт наличия (“да”) или отсутствия (“нет”) минерала, и в первом случае по трех- или пятибалльной шкале отмечаются его относительные количества; 2) невооруженным глазом или с помощью лупы, бинокля определяется средний размер вкрапленных акцессорных минералов по трехбалльной или более дробной шкале; 3) в извлеченном шлихе, если минералы имеют правильные кристаллографические ограничения, подсчитывается соотношение габитусов или простых форм (например, на 30 зерен пирита оказалось 21 куб, 8 пентагондодекаэдров и одна комбинация этих форм); 4) в чешуйках слоистых силикатов, в иммерсии устанавливается показатель преломления. Показатель преломления хлоритов, например может дать сведения об изменении их железистости; 5) цвет минералов варьирующего состава может быть прямым указанием на его состав. Достаточно упомянуть в этом отношении вариацию цвета эпидотов, хлоритов, сфалеритов и др.

В табл. 1 приведен типовой бланк для полевых дневников минералого-геохимических ореольных исследований. Этот бланк и легенда разработаны авторами.

*Легенда для бланка дневника имеет следующий вид.*

1. Номера точек наблюдения соответствуют номерам образцов, геохимических (номер + индекс Г), минералогических (номер + индекс М) проб и шлифов (номер + 1, 2, 3, 4).

2. Условные обозначения и интервалы количественных и приближенно-количественных измерений. Вкрапленность (градации): 0 – визуально неразличима; 1 – слабая; 2 – средняя; 3 – густая (до 25 % площади); 4 – очень густая (более 25 % площади). Гидротермальные изменения: 0 – не заметны визуально; 1 – пятнами, полосами, околупрожилковое; 2 – сплошное слабое; 3 – сплошное среднее; 4 – полная переработка субстрата (тыловая часть метасоматических колонок). Тектоническая переработка: брекчирование (1 – сеть трещин или прожилков без переориентировки фрагментов; 2 – то же, но с переориентировкой; 3 – однородные фрагменты в цементе; 4 – полимиктовая брекчия); число трещин, пересекаемых поперечной линией в 1 м ( $M_1$ ); число “микролитонов” (элементарных пластин в зонах рассланцевания), пересекаемых линией в 10 см ( $M_2$ ); число

Таблица 1

Образец страницы полевого дневника, соответствующий информации, получаемой в одной точке наблюдения

Номер точки наблюдения	Привязка	Геологическая ситуация	Вкрапленность					Тектоническая проработка				
			0	1	2	3	4	Трещины	Рассланцевание	Брекчирование		
			Минералы:							1	2	3
							$M_1$ - ...	$M_2$ - ...				
Шлифы:												
Прожилки: $M_3$ - ... $\Gamma$ - ...		Околорудные изменения				Опробование (вид, масса, задание на выделение)						
		0	1	2	3						4	
		Тип (парагенезис):										

прожилков, пересекаемых поперечной линией в 1 м ( $M_3$ ); число возрастных генераций прожилков ( $\Gamma$ ).

#### СТАТИСТИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА И СООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ В ПРОЗРАЧНЫХ И ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ ИЗ ПОРОД ОКОЛОРУДНЫХ ОРЕОЛОВ

Такие измерения были проведены авторами на Урупском палеозойском колчеданном рудном поле (Северный Кавказ).

Вкрапленность пирита и других сульфидов в районе работ присутствовала практически во всем разрезе базальтоидной вулканогенной толщи девона, содержащей пластовые колчеданные тела. Перед исследователями стояла задача: научиться отличать околорудную вкрапленность сульфидов от "региональной пропиловитовой" вкрапленности.

В 504 точках по керну буровых скважин были взяты аншлифы, которые описывались по стандартной схеме, что позволило провести простейшую статистическую обработку собранной на их основе информации. Были получены следующие выводы:

1) частота встречаемости "рудных" минералов в околорудных ореолах принципиально сходна с встречаемостью этих минералов в массивных рудах Водораздельного и Первомайского месторождений;

2) подтверждена "автономность" развития большинства зон пиритовой вкрапленности: внутри них совершенно не обязательно присутствие тел массивных руд. При общем числе наблюдений 504 наличие

Таблица 2

Распределение пиритовой вкрапленности в разных по составу вмещающих породах и частоты появления в них халькопирита, сфалерита (абсолютное число случаев в выборке из 504 анализов)

Породы	Концентрация пиритовой вкрапленности*	Число случаев присутствия пиритовой вкрапленности (1), халькопирита (2), сфалерита (3)
Кислые (диабазиты, кислые туфы)	Слабая	123 (1), 23 (2), 11 (3)
	Средняя	83 (1), 29 (2), 18 (3)
	Густая	142 (1), 93 (2), 61 (3)
Средние (дациты, смешанные туфы)	Слабая	25 (1), 5 (2), 5 (3)
	Средняя	20 (1), 8 (2), 3 (3)
	Густая	29 (1), 8 (2), 6 (3)
Основные (базальты, андезиты)	Слабая	33 (1), 16 (2), 5 (3)
	Средняя	16 (1), 12 (2), 3 (3)
	Густая	9 (1), 2 (2), — (3)
Осадочные	Слабая	9 (1), 3 (2), 2 (3)

\* Концентрация пиритовой вкрапленности (в %): слабая 0,5–2; средняя 2–10, густая 10–90.

пирита было установлено в 500, а вкрапленности пирита без халькопирита в 280, т. е. сульфидом меди не сопровождается 56 % вкрапленного пирита;

3) основные химические элементы-индикаторы, обнаруженные в ореолах в аномальном количестве, имеют собственные минеральные формы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит (блеклые руды), гематит, лейкоксен (оксиды и гидроксиды титана), циркон и т. д.;

Таблица 3

Отношение числа случаев присутствия халькопирита к числу случаев присутствия сфалерита в связи с пиритовой вкрапленностью в разных вмещающих породах

Вмещающие породы	Вкрапленность	Отношение	Среднее значение
Кислые	Слабая	2,09	1,74
	Средняя	1,61	
	Густая	1,52	
Средние	Слабая	1,67	1,89
	Средняя	2,67	
	Густая	1,33	
Основные	Слабая	3,20	3,60
	Средняя	4,00	
	Густая	—	

Таблица 4

Встречаемость вкрапленности пирита, частота сопровождения его халькопиритом, сфалеритом в разных вмещающих породах (процент от 504 наблюдений)

Вмещающие породы	Встречаемость, число случаев (%)		
	Пиритовая вкрапленность	Пирит + халькопирит	Пирит + сфалерит
Кислые	348 (69)	145 (29)	90 (18)
Средние	75 (15)	21 (4)	12 (2,5)
Основные	58 (11)	37 (7,3)	8 (1,6)
Итого	480	203	111

Таблица 5

Обратная зависимость фоновых содержаний меди и числа случаев присутствия халькопирита как подтверждение связи оруденения с глубинными гидротермами, а не с экстракцией меди на месте из разных вмещающих пород

Вмещающие породы	Содержание, $10^{-3}$ %		Cu/Zn	Число случаев присутствия халькопирита
	Cu	Zn		
Кислые	4,4	12	0,37	145
Средние	8,9	13	0,68	21
Основные	12,9	13	0,99	37

Примечание. Величина отношения Cu/Zn зависит от контрастного содержания меди при стабильном содержании цинка.

4) подтверждено исключительно широкое распространение в ореолах из рудных минералов, а из нерудных — серицита и хлорита;

5) гематит не только широко распространен в рудовмещающих вулканитах на досульфидной (допиритовой) стадии, но повторяется в составе последующих ассоциаций продуктивной стадии: появление парагенезиса "пирит + халькопирит + гематит (пластинчатый)";

6) преобладают ассоциации сфалерита с халькопиритом (19 %); самостоятельно сфалерит встречается в несколько раз реже (4,5 %). Последнее обстоятельство имеет место и в массивных рудах, где также очень редко появляются участки цинково-пиритовых сортов руд.

Были проведены статистические подсчеты, результаты которых приведены в табл. 2–5, и обнаружены важные закономерности, имеющие научное и практическое значение. Перечислим их, не повторяя всех цифровых данных таблиц: 1) резко преобладают зоны вкрапленности в кислых породах (348 случаев из 504); 2) халькопирит в зонах пиритовой вкрапленности проявлен существенно чаще в кислых породах (29 %), чем в средних (4 %) и основных (7,3 %); 3) сфалерит в зонах пиритовой вкрапленности проявлен также существенно чаще в кислых породах (18 %), чем в средних (2,5 %) и основных (1,6 %); 4) отношения числа случаев присутствия халькопирита и сфалерита в связи с пиритовой вкрапленностью для кислых, средних и основных пород соот-

ветственно 1,74, 1,89 и 3,6; 5) приводимые данные свидетельствуют о малой вероятности экстракции меди и цинка из вмещающих пород в местах развития пиритовой вкрапленности. Вероятнее их привнос глубинными гидротермами в период кислого вулканизма и осаждение на зоны пиритизации как на геохимический коллектор; 6) для кислых пород в 69 случаях из 100 пиритизированных обнаружена явная зависимость частоты случаев появления в них халькопирита от концентрации пирита: при слабой вкрапленности 18,9 %, при средней вкрапленности 35 %, при густой вкрапленности и наличии пиритовых прослоев 75 %.

#### КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ И РАЗМЕРНОСТЬ ВКРАПЛЕННИКОВ МИНЕРАЛА-ИНДИКАТОРА (НА ПРИМЕРЕ ПИРИТА)

Наиболее разнообразные кристалломорфологические типы пирита, согласно Г.К. Абдуллаеву, образуются в условиях средних температур и глубин. Так, в среднетемпературных условиях образуются многочисленные пентагондодекаэдры ( $nko$ ), куб (100), октаэдр (111), тетрагонтриоктаэдр ( $nkk$ ), тригонтриоктаэдры ( $nkl$ ) и додекаэдры ( $nkl$ ).

Облик кристаллов пирита среднетемпературных месторождений определяется главным образом преобладающим развитием пентагондодекаэдра (210), частью октаэдра, куба, реже пентагондодекаэдра (430), тетрагонтриоктаэдра (211), а иногда и дидодекаэдров (531) и (321), тригонтриоктаэдра (221) и в отдельных случаях – пентагондодекаэдра (320). В зависимости от минеральных ассоциаций на месторождениях число установленных форм в пирите меняется в широких пределах.

Кристаллы пирита высокотемпературных гидротермальных, пегматитовых, кварцево-вольфрамитовых и грейзеновых месторождений в основном имеют форму куба, реже октаэдра, а иногда пентагондодекаэдра (210); реже наблюдаются (211), (311), в отдельных случаях отмечаются (610), (650), (421) и др.

В месторождениях, сформировавшихся в низкотемпературных условиях, также наблюдается уменьшение простых форм; кристаллы имеют форму куба или пентагондодекаэдра (210).

Для пирита колчеданных месторождений Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая, по данным многих исследователей (С.Г. Иванова, П.Я. Яроша, А.П. Переляева, Е.В. Праховой, В.Г. Прохорова, И.А. Богуша, А.Э. Китаенко, К.С. Гаврилиной и А.Н. Литвинович и др.), типоморфной является следующая эволюция габитусных форм пирита во времени: (210) → (210) + (100) → (100). Для золоторудных месторождений Урала, Забайкалья и Приморья В.И. Поповой, В.И. Красниковым, Г.В. Шубиным и Н.С. Беленькой установлена иная смена форм пирита: (100) → (100) + (210) → (210) → (210) + (111) → (111). На ртутных месторождениях отмечена следующая эволюция: (100) →

→ (100) + (210) → (100) + (210) + (111). В пиритах контактово-метасоматических месторождений, по Ц. Самбалхундеву, эволюция форм имеет другой вид: (100) → (111) → (221) → (321) → (210).

Таким образом, для пирита установлен типоморфизм эволюционных рядов в определенных группах рудных формаций. Общий эволюционный ряд минерала, универсальный для различных формаций, подобно ряду кальцита, установленному в 1928 г. Г. Калбом, для пирита пока не выявлен. Можно только предположить, что такой ряд может быть "составлен" из колчеданного и продолжающего его золоторудного с неоднократной сменой форм: (210) → (210) + (100) → (100) → (100) + (210) → → (210) → (210) + (111) → (111).

Пространственная кристалломорфологическая зональность по пириту является отражением эволюции габитусных форм кристаллов минерала во времени и широко проявляется на месторождениях различных генетических типов: она описана на колчеданно-полиметаллических месторождениях В.А. Копциком, П.Я. Ярошем, И.А. Богушем, В.Г. Прохоровым; на золоторудных месторождениях — В.И. Красниковым, И.В. Попивняк, В.Г. Михеевым, М.Д. Увадьевым, А.М. Мысник, М.М. Старовой, Н.С. Беленькой, Н.З. Евзиковой; на скарново-железорудных — З.И. Полтавец, Ц. Самбалхундевым, на ртутных — И.П. Щербань; на медно-молибденовых Ч.Д. Джафаровым, в сульфидных жилах среди сланцев — И. Сунагавой.

Зональность по изменению габитуса кристаллов пирита (снизу вверх) от тыловых зон к фронтальным установлена Ч.Д. Джафаровым на медно-молибденовых месторождениях: (100) → (100) + (210) → → (210) → (610), (720), (520), т. е. по вертикали постепенно исчезает (100), уступая место форме (210), которая в верхних частях приобретает габитусное значение. В близповерхностных частях жил обнаруживают развитие грани таких редких простых форм, как (610), (720), (920). Грани высоких индексов обладают обычно очень малой ретикулярной плотностью и свидетельствуют об образовании пирита верхних частей жил из слабо пересыщенных растворов конечной стадии выполнения трещин. На золотосульфидных месторождениях [14] второстепенные простые формы (112), (122), (124), (110), (312), (301) появляются и усиливаются по направлению к верхним горизонтам рудных тел. В этом смысле они являются руководящими при оценке уровня эрозионного среза зон пиритизации на золоторудных объектах.

Таким образом, усложнение символов простых форм кристаллов пирита в верхних горизонтах месторождений находится в соответствии с тенденцией понижения ретикулярных плотностей граней пирита как во времени, так и соответственно в пространстве по схеме прямой зональности рудоотложения.

Тип распределения размеров кристаллов-вкрапленников пирита околорудных сульфидных ореолов предлагается авторами как новый поисково-оценочный метод. Поясним его сущность.

Важнейшей стороной зонального отложения минералов является, как известно, изменчивость формы их кристаллов в объеме рудных тел и вкрапленных ореолов. Так, Н.З. Евзиковой в 1974 г. описаны пространственно-временные ряды кристалломорфологической зональности касситерита для месторождений и рудопроявлений различных генетических типов. Такие ряды установлены и для пирита.

Известен пространственно-временной ряд кристалломорфологической зональности пирита золоторудных месторождений (рис. 11). Причем зональность смены габитусных форм кристаллов пирита в пространстве, как правило, отражает эволюцию этих форм во времени. Закономерные изменения зональности кристаллов пирита являются результатом генетической неоднородности ореола и связаны с зональным строением рудных тел (несколько стадий рудообразования).

Наблюдается прямая корреляция между числом зон роста и размером зерен пирита. Закономерные изменения зональности роста пирита определяются пульсационным режимом поступления растворов и характеризуют хронологическую последовательность формирования пиритового ореола. Число внутренних зон кристаллов пирита, по И.А. Богущу, в первом приближении соответствует числу пульсаций эндогенного источника и отражает его продуктивность.

Авторами выявлены особенности динамики роста зон вкрапленных ореолов колчеданных (Первомайское, Северный Кавказ и Сибай, Южный Урал), свинцово-цинкового (Квайса, Южная Осетия) и серебряного малосульфидного (Средняя Азия) месторождений на основе кристалломорфологического анализа пирита. Установлено, что новым информативным типоморфным признаком пирита, определяющим зональное строение околорудного пространства и направление в нем к рудному телу, является тип распределения размеров кристаллов-вкрапленников в совокупности с их удельным содержанием, внешним и внутренним строением.

Определение зональности околорудных ореолов по динамике роста кристаллов пирита включает отбор проб, изготовление аншлифов, последующее электролитическое травление в них зерен пирита и статистический подсчет размеров вкрапленников и их удельного содержания. Все это дает возможность выявить зоны роста и стадии зарождения кристаллов, установить зависимость числа зерен пирита от их размеров. Сравнение построенных кривых распределения размеров с эталонными зависимостями позволяет определить околорудную и внешнюю периферийную зоны исследуемого ореольного пространства и соответственно направление в нем к рудному телу (рис. 12).

Обнаружено, что зарождение вкрапленников пирита происходит в несколько стадий (более 30 тыс. замеров). При этом зональность смены габитусных форм пирита в пространстве  $(210) \rightarrow (210) + (100) \rightarrow (100)$  отражает эволюцию этих форм во времени. Рост околорудной вкрапленности соответствует *центробежной схеме роста* мета-

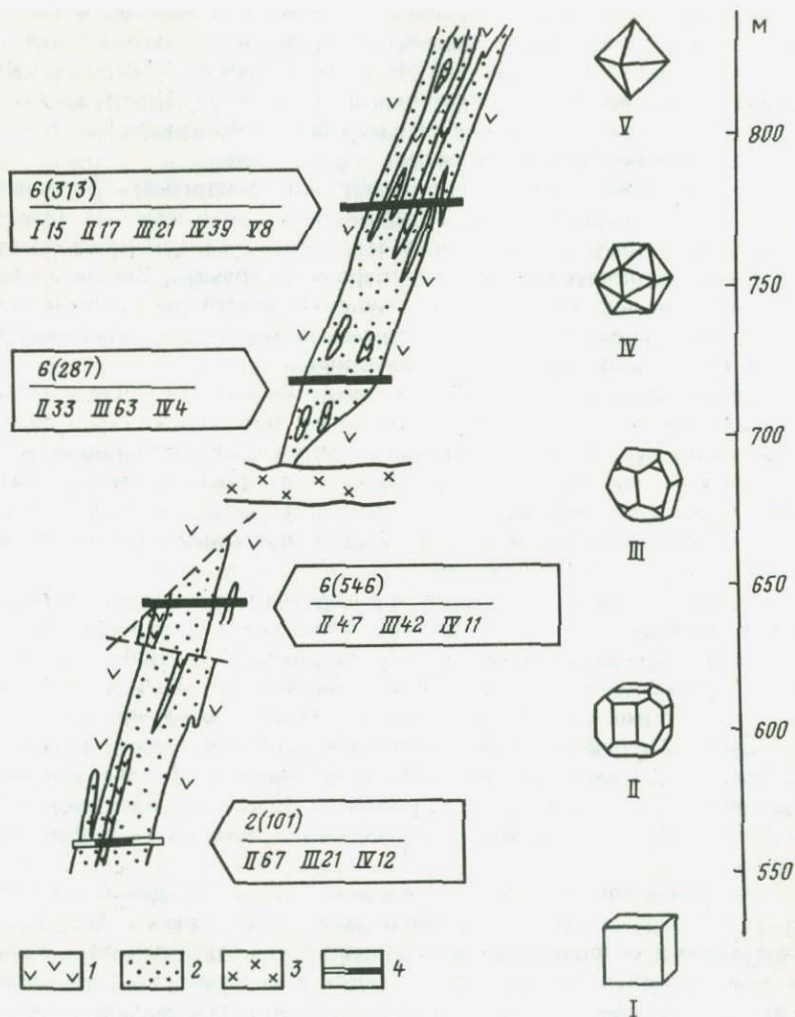


Рис. 11. Изменение количественного соотношения между пиритом разного габитуса (I—V) по восстанию кварцевой золотоносной жилы [14]:

1 — вмещающие жилу пропилитизированные андезиты; 2 — кварц; 3 — пострудные диорит-порфиры; 4 — интервал опробования рассечек. В числителе дано число бороздовых проб и наблюдававшихся кристаллов (в скобках), в знаменателе — пропорция габитусных форм

кристаллов околорудного тела. Такая схема была предложена А.Г. Жабиным и Н.С. Самсоновой [18]. Зародыши кристаллов пирита образуются во всем объеме ореола одновременно на центробежно движущемся фронте растворов, о чем свидетельствуют кривые размерности зерен

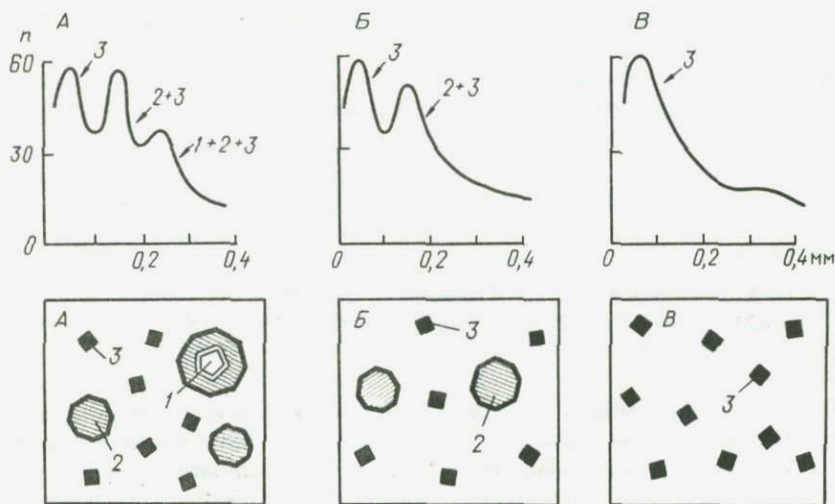


Рис. 12. Графики размеров зерен пиритовой вкрапленности на разном расстоянии до рудного тела:

1-3 — стадии зарождения вкрапленников пирита. Расстояние от рудного тела: А — до 20 м; Б — 20-50 м; В — 50-90 м.  $n$  — число зерен

пиритов. В тыловых частях происходит непрерывное нарастание вещества на возникших индивидах предшествующих зарождений (последный зональный рост); массоотложение во времени падает.

Имеются случаи многократного (до трех стадий) возобновления роста зон пиритовой вкрапленности, причем трехмодальные кривые распределения размеров характерны для внутрирудного и ближайшего околорудного пространства, что связано с пространственным совмещением пиритов нескольких зарождений. Внешнее ореольное пространство характеризуется одномодальными кривыми размерности (см. рис. 12).

Таким образом, по числу зарождений кристаллов пирита в совокупности с их удельным содержанием, внешним и внутренним строением можно судить о зональном строении сульфидных ореолов (периферия  $\rightleftharpoons$  околорудное пространство) и соответственно, о направлении к рудному телу, а также определять уровень эрозионного среза и направление движения рудных растворов. Такой статистический метод может применяться в разведочной практике. По информативности он не уступает методу получения данных по таким известным типоморфным свойствам пирита, как элементный состав, тэдс и др., а по экспрессности, доступности и дешевизне значительно их превосходит.

Итак, результаты минералогического опробования дают ясные критерии, позволяющие ориентироваться в сложном ореольном пространстве. Картирование изменений зональности в кристаллах на статистичес-

ком материале позволяет проследить во времени динамику роста околорудных ореолов, выделить в пространстве отдельные зоны, установить в них направление к рудному телу, а также определить уровень эрозионного среза, направление движения рудоносных растворов и прогнозировать локализацию руд.

### ГЛАВА 3.

## РЕШЕНИЕ НАУЧНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Геологическая карта — основная форма геологической документации, квинтэссенция фактов, пространственных отношений и хронологических последовательностей. Позднее формировалась методика и определялись цели составления *специализированных* геологических карт, в том числе минералогических.

Научные и производственно-прикладные проблемы и задачи определяют способы и методы минералогического картирования рудного тела. Разнообразие способов и методов картирования продемонстрировано многими исследователями — Я.Д. Готманом, Г.Н. Вертушковым, Н.В. Петровской, Н.П. Юшкиным, А.С. Марфуниным, В.В. Матиасом, Л.В. Козыревой, С.Д. Туровским, В.Г. Фекличевым, Б.В. Чесноковым, В.А. и В.И. Поповыми, Н.З. Евзиковой, В.И. Пироговым и др. Выявление структуры и текстуры руд для целей обогащения, пространственное разграничение товарных сортов руд с целью их отдельной выемки из недр, определение границ рудного тела для случая визуальной неразличимой границы, выделение полей последовательных ассоциаций и полей разной степени метаморфической проработки, установление вектора направленного изменения градиентных конституционных свойств минералов из околорудного ореола в сторону рудного тела — это лишь часть задач, успешно решаемых методами минералогического картирования.

Рассмотрим некоторые примеры минералогического картирования как собственно рудного тела, так и рудных тел с частью вмещающего их околорудного пространства. Известны также примеры картирования обширных рудных полей [45] и целых рудных провинций [6].

Все виды минералогического картирования позволяют получать как научные, так и практические результаты. Не составляет исключения и минералогическое картирование в онтогеническом аспекте. Однако если перед исследователем в первую очередь стоит задача выявить генезис объекта, то метод онтогенического анализа должен быть определяющим. Например, если стоит задача выяснить индивидуальную историю возникновения геологического объекта на уровне рудного тела, т. е. его *онтогенезу*, то основным методом ее решения будет *стадиальный анализ*.

Раньше стадиальный анализ успешно использовался лишь в литологии. Однако, как следует из работ Д.П. Григорьева, Д.В. Рундквиста и др., он применим и эвристичен при изучении развития магматических пород, месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, т. е. геологических объектов практически всех видов. Сущность этого анализа заключается в документальном, фактографическом выявлении естественно-исторической последовательности стадий сингенеза, диагенеза и метаморфизма (разрушения) рудного тела. Стадиальный анализ помогает выявлять и сортировать вещественные признаки, их последовательность во времени и распределение в пространстве, чтобы аргументированно описать стадии сингенеза и метаморфизма рудного объекта, ответить на вопросы: как росло рудное тело, какие преобразования оно испытывало в процессе роста, какие преобразования происходили после его образования [16].

Какое содержание вкладывается в понятие "стадии сингенеза, диагенеза и метаморфизма рудного тела"?

*Стадия сингенеза* — период времени, соответствующий появлению в каком-либо пространстве вещества, из которого происходит первичная, сингенетическая кристаллизация горных пород и руд, осаждение ила в водоемах и гелевых осадков из гидротермальных растворов. Конкретными продуктами стадии сингенеза могут быть твердофазовой кристаллический агрегат, осадочный ил, гелевый рудный осадок в гидротермальной жиле, тонкий дисперсоид, переохлажденное магматическое стекло и т. п. Именно на этой стадии возникает рудное тело, занимающее определенный объем. Этот объем может заполняться минеральными агрегатами одноактно (инъекционная дайка) или многоактно — дискретно (крустификационные жилы, жилы с многократным приоткрыванием) или постепенно (метасоматические тела, растущие центростремительно около трещинного проводника). Особым, малоизученным способом роста рудного тела являются метасоматические (метакристаллические) вкрапленники с прогрессирующей плотностью заполнения пространства [18, 20].

*Стадия диагенеза* (автометаморфизма) следует за стадией сингенеза и соответствует вторичной диагенетической перекристаллизации пер-

вичных твердофазовых агрегатов. Одновременно с перекристаллизацией (или вместо нее) происходят литификация осадочных тонкодисперсных илов, метамиктизация радиоактивных минералов, распад гомогенных минеральных фаз и т. п. Обычно диагенетические (автометасоматические) преобразования происходят за счет собственных источников энергии и вещества: в осадочной породе — гальмиролиз, конкрециеобразование, укрупнение частиц дисперсоидов, литификация, бактериальные реакции, метаморфизм органического вещества, превращения глинистых минералов в гидрослюды и хлориты и т. п.; в магматической породе — кристаллизация стеклов, смена полиморфных модификаций минералов, ионообменные реакции, движение границ зерен с установлением более равновесного их каркаса в связи с новым физико-химическим равновесием и т. п.

*Стадия метаморфизма* (метаморфической дифференциации, аллометаморфизма) обычно следует с некоторым перерывом или без него за стадией диагенеза и соответствует дальнейшему текстурно-структурному и вещественному преобразованию возникших минеральных агрегатов горных пород и руд за счет внешних источников энергии и преимущественно внешних источников вещества. В осадочных породах, например, продолжается перекристаллизация с укрупнением зерна, возникновением метаморфогенных жилков альпийского типа и специфической генерации конкреций, появлением индекс-минералов соответствующей фации метаморфизма. Магматические горные породы в эту стадию перекристаллизуются с перераспределением вещества между фазами в соответствии с новым — метаморфическим — равновесием, претерпевают аллометаморфизм (базальтоиды, например, превращаются в амфиболиты, гранитоиды — в гнейсы и кислые кристаллические сланцы). Метаморфическая дифференциация вещества внутри пород и руд коренным образом меняет их текстурно-структурный облик — начинают преобладать порфиروبластические, полосчатые текстуры перераспределения калиевых и мафических минералов, возникают пегматитовые сегрегации, образуются метаморфогенные минералы "в тенях давления" жестких тел среди пластичной матрицы, птигматитовые жилки и т. п.

Примеры выделения подобных онтогенетических стадий в развитии эндогенных карбонатных пород были рассмотрены А.Г. Жабиным в 1971 г. на примере эндогенных карбонатитов.

Разносторонняя генетическая информация и достаточный ее объем могут быть получены лишь методом минералогического картирования. Это утверждение подразумевает, естественно, что общегеологическое описание исследуемого объекта и его окружения уже имеется и принято во внимание.

**Цели, элементы и формула минералогического картирования.** Стадиальная генетическая информация для выявления онтогении рудного тела может быть получена методом минералогического картирования. Само

картирование совсем не обязательно должно быть привычным двухмерным плоскостным (собственно карта, погоризонтные планы, зарисовки), предпочтительнее трехмерное, объемное, стереологическое (блок-диаграммы, прозрачные разъемные модели и т. п.). Чтобы охарактеризовать специфику и прикладной смысл минералогического картирования, введем понятия о цели, элементах и формуле картирования. Эти вопросы рассматривались также Н.П. Юшкиным в 1982 г. Цели минералогического картирования – научные и прикладные – многообразны. Наиболее важными среди них являются: 1) установление мегатекстуры, т. е. *анатомии* рудного тела; 2) выяснение принципиальной последовательности минералообразования; 3) определение строения зональной колонки; 4) локализация в пространстве продуктивной ассоциации и технологических сортов руд; 5) выявление фаций минералоотложения; 6) установление соотношения рудного тела с чехлом околорудных метасоматитов и геохимическим ореолом рассеяния; 7) определение *формационной связанности, синхронизированности* соседних, не соприкасающихся рудных тел [13, 17].

Элементы картирования – это выбираемые исследователем признаки, которые соответствуют одному из четырех аспектов: пространственное распределение, относительный порядок во времени, свойства минерала и объемные отношения. Таким образом, конкретными элементами картирования могут быть свойства и состав минерала, минеральные ассоциации, типы агрегатов, объемные отношения (зависимые и произвольные), степень метаморфической переработки и т. п. При минералогическом картировании с прикладными целями обычно выбирается один элемент, реже два. Если же стоит задача выявления онтогении исследуемого рудного тела, то одновременно наносимых на карту элементов должно быть значительно больше. Ниже на примере картирования месторождения Сибай на Урале рассмотрена одновременная документация целого набора элементов.

К первичной документации как к графической и измерительной основе минералогической карты предъявляются четыре требования: 1) максимальный относительный объем приближенно-количественной и количественной информации; 2) точная привязка; 3) унифицированная легенда; 4) компактность записи с использованием знаков (символов), системы оценочных баллов, таблиц-трафареток, графовых связей документируемых признаков.

После того как цель сформулирована, необходимо уяснить формулу картирования, включающую три компонента: 1) набор и иерархию картируемых элементов и их отношений; 2) масштаб; 3) точность документации: качественную, приближенно-количественную, количественную.

Например, если необходимо выявить тип зональной структуры рудного тела, то можно воспользоваться следующей формулой картирования: 1) набор картируемых элементов (признаков) в порядке умень-

шения их информационного веса: последовательность минеральных ассоциаций во времени, расположение минеральных ассоциаций в пространстве, градиентно-конституционные свойства минералов в зональной структуре и т. п. ; 2) масштаб, обычно соответствующий масштабу разведочно-эксплуатационной документации (1:1000, 1:2000, 1:5000) ; 3) точность картировочной документации (например, для картирования ассоциаций четырехбалльная система: "отсутствует", "следы", "мало", "преобладает", изолинии содержания элементов — в процентах; плотность вкрапленности по пятибалльной шкале; наличие редкого минерала в двоичной системе: "есть", "нет" и т. п.) .

**Текстуры разных уровней и относительная инертность текстур при метаморфическом преобразовании.** Текстуры и структуры руд являются важными элементами картирования. Если подойти к понятиям структуры и текстур с учетом концепции уровней организации вещества, то практически все ныне существующие классификации текстур и структур относятся лишь к одному уровню организации, где исходным элементом \* является минерал (индивид), а видом — агрегат (монопорода) [16]. Но в практике геологических описаний термины "структура" и "текстура" применяются и к другим — более высоким или, соответственно, более низким уровням организации вещества. При этом, понятие "структура" практически всегда сопряжено с дополнительным ему понятием "текстура". Например, "структура кристаллическая" (нулевой уровень) требует дополнительной текстурной характеристики: слои, ленты, цепи, кольца; на первом уровне (минеральный индивид) возникает необходимость, помимо кристаллической структуры, характеризовать анатомические текстурные особенности индивида — секториальность, зональность, двойникование и т. п. И на втором уровне, где исходным элементом является минерал, а видом — парагенезис минералов (агрегат, монопорода), также возникает необходимость ввести помимо структурной и текстурную характеристику.

Потребность в текстурной характеристике возникает именно в том случае, когда реальный исследуемый объект относится не к одному, а минимум к двум уровням организации вещества, т. е. объект является сложным. Именно в таких объектах понятие "текстура" характеризует тип связи, сочленения, цементации структурных частей. Примером может служить зональная текстура распределения минеральных агрегатов в рудной жиле.

Важно различать источники с генетической информацией разной степени достоверности [16]. При этом степень достоверности связана с уровнями организации вещества картируемых реальных объектов: кристалл-зерно (А), агрегат (Б), совокупность агрегатов (В), рудное тело (Г). Например, если исследуется объект уровня В, то источник с информацией первой степени достоверности о его генезисе находится

---

\* Не следует отождествлять с элементом картирования.

на одну ступень ниже, т. е. сосредоточен в строении и составе более простых агрегатов; источник с генетической информацией второй, более низкой степенью достоверности сосредоточен соответственно на одну ступень выше, т. е. в строении и составе всего рудного тела (Г).

Например, многие региональные разломы, крупные тектонические структуры невозможно или очень трудно обнаружить, передвигаясь по поверхности Земли, но при наблюдении с самолета они легко фиксируются. Точно также подавляющее большинство факторов, определяющих генезис рудного тела, сосредоточено не на уровне минерального индивида, а в строении (текстурах) и составе перегенезисов, их сочетаний. До сих пор существует ошибочная методическая рекомендация относительно того, что можно получить основополагающую информацию о генезисе рудного тела, исследуя его лишь с помощью большого числа прозрачных и полированных шлифов. Количество в данном случае не перейдет в качество, поскольку необходимо выявить строение рудного тела. И для этого есть лишь один способ — его минералогическое картирование.

При использовании в картировании текстур как элемента авторы опирались на правило, выраженное в наиболее кратком виде Л.М. Лебедевым, А.И. Степановым и Ю.М. Дымковым: при разного рода метаморфогенных преобразованиях относительно наиболее мобильны в отношении изменения (потери первичной генетической информации) именно структуры агрегатов, при значительно большей инертности, стабильности текстур. Таким образом, наиболее важная в статистическом отношении генетическая информация содержится в текстурных рисунках разных иерархических уровней. Поэтому мы рекомендуем при минералогическом картировании особое внимание обращать на текстуры минеральных агрегатов как элементы картирования.

**Роль геологического рисунка в минералогическом картировании.** Перед началом картирования желательнее провести рекогносцировку рудного тела, в ходе которой необходимо обнаружить наиболее существенные, опорные геологические ситуации, отмеченные предыдущими исследователями.

Эти ситуации должны быть задокументированы. В сущности именно они выявят искомый набор элементов картирования, его масштаб и шкалу приближенно-количественных и количественных измерений, т. е. формулу картирования. При документации ключевых геологических фактов проводятся сбор коллекций, их просмотр с помощью лупы и бинокля, препарирование, изготовление протолок, описание и, наконец, зарисовки. Грамотно выполненные схематические рисунки имеют решающее значение для успешного проведения картирования, превращая его из механической фиксации элементов в целенаправленное воссоздание онтогении рудного тела. Примеры образцово выполненных зарисовок в масштабе штуфа, стенки штольни или обнажения можно найти в работах В.Л. Барсукова, Г.Н. Вертушкова, Д.П. Григорьева,

Ю.М. Дымкова, В.С. Кормилицина, Н.В. Петровской, В.И. и В.А. Поповых, Д.В. Рундквиста, В.И. Степанова, Б.В. Чеснокова, Н.П. Юшкина и др.

Схематические и подробные рисунки иногда выполняются в натуральном масштабе (уровень штуфа), но чаще в масштабе от 1:10 до 1:50 (уровень забоев и стенок горных выработок).

Зарисовки являются документальной основой для выявления хронологической последовательности и пространственного распределения элементов картирования: свойств минералов (габитус, цвет, размер индивидов, состав, величина элементарной ячейки), их относительных объемов, форм проявления (вкрапленность, прожилки, гнезда, конкреции), ассоциаций, порядка кристаллизации и т. п.

Анализ производственных и научных отчетов, хранящихся в геологических фондах, а также монографий и статей позволил обнаружить несколько видов типичных, повторяющихся недостатков зарисовок: 1) чрезмерную схематизацию, сопровождающуюся пропуском, игнорированием принципиально важных фактов, соотношений; 2) искажение пространственных соотношений границ объектов в результате неправильного выбора плоскости рисования; 3) неправильную интерпретацию частной крупномасштабной ситуации из-за слабого знания более общей геологической обстановки на рудном месторождении. Последнее обычно приводит к неправильной интерпретации фактических данных в следующих направлениях: 1) искусственное объединение в единый рудный комплекс разнородных в формационном отношении минеральных ассоциаций, возникших в связи с локальными рудными и региональными процессами минералообразования, которые могут совпасть или чередоваться во времени (например, широко распространена ошибка, заключающаяся во включении в последовательность стадий минералообразования локального рудного гидротермального процесса таких жил и прожилков, которые относятся к региональному диагенетическому или метаморфическому процессу); 2) преувеличение генетической роли региональных свит даек основных пород, которые могут произвольно "вклиниваться" в разные периоды развития локального рудного процесса минералообразования; 3) смешение разрывов дорудных (рудолокализирующих) с разрывами послерудными или имеющими площадное, региональное развитие и не контролирующими распределение оруденения; 4) отождествление регионального послерудного метаморфизма с автотематоморфическим (диагенетическим) преобразованием рудных тел; 5) обычно общая для рудного поля вертикальная зональная колонка минеральных ассоциаций "рассредоточена" между отдельными рудными телами, расположенными на разных гипсометрических уровнях или различном расстоянии от основной рудоподводящей дизъюнктивной структуры. При минералогическом картировании отдельного рудного тела нужно ясно представлять, какой фрагмент общей зональной структуры оно представляет.

Картирование "скрытых", визуально не наблюдаемых элементов. Радиоактивность, пористость, тонкие химические отличия индивидов одного вида в пространстве, размер элементарной ячейки, степень порядка-беспорядка кристаллической структуры, плотность — вот лишь небольшая часть визуально не наблюдаемых элементов минералогического картирования.

Контуры зон, соответствующих грациям выбранных элементов картирования, определяются по показаниям приборов, т. е. непосредственно в ходе картирования, или позже, при камеральной обработке взятых препаратов. В последнем случае первый период картирования ведется "вслепую", что обуславливает обычно двухлетний экспедиционный цикл картирования: первый год — "рекогносцировка → картирование", второй год — "графическое оформление измерений → коррекция на объекте контуров зон".

В качестве примеров подобного картирования, заслуживающих изучения с точки зрения методов работы, назовем исследования Н.И. Еремина по "скрытой" зональности пиритовых колчеданных рудных тел на Урале с использованием лазерного микроанализатора для определения содержания в индивидах пирита кобальта и никеля. Другим примером картирования визуально не наблюдаемых элементов является выявление общей зональности Березовского и Благодатского золотых рудных полей на Урале Б.В. Чесноковым [45]. Элементом картирования в этом интересном случае были размеры параметров элементарной ячейки в индивидах тетраэдрит-твеннитового состава.

**Пример картирования рудного тела в онтогенетическом аспекте.** Онтогенез конкретного месторождения, рудного тела — это путь его индивидуального исторического развития, выраженный в терминах тектоники, магматизма, геохимии и минералогии. Онтогенез стадиялен: он может быть условно представлен в виде хронологической последовательности стадий сингенеза, диагенеза и метаморфизма.

Реконструкция обстановки вулканогенно-осадочного (экспаляционного-осадочного) колчеданного сульфидоотложения на основе минералогического картирования произведена авторами на одном из девонских месторождений Уральской эвгеосинклинальной провинции — на месторождении Сибай. Картирование позволило дать документальное описание первой стадии его формирования — стадии сингенеза. Этому способствовало наличие большого карьера, вскрывающего рудное тело, подрудную и надрудную зоны вмещающих пород (рис. 13).

Не останавливаясь подробно на геологическом описании Сибая и его рудных тел, мы обратим внимание читателя на методические приемы картирования, набор элементов картирования и приведем полученную карту в схематическом виде (рис. 14).

Если в качестве элемента картирования выбирается, например, некоторый текстурно-вещественный тип руд, то важно, чтобы такая текстура была однородной по своей пространственно-временной харак-

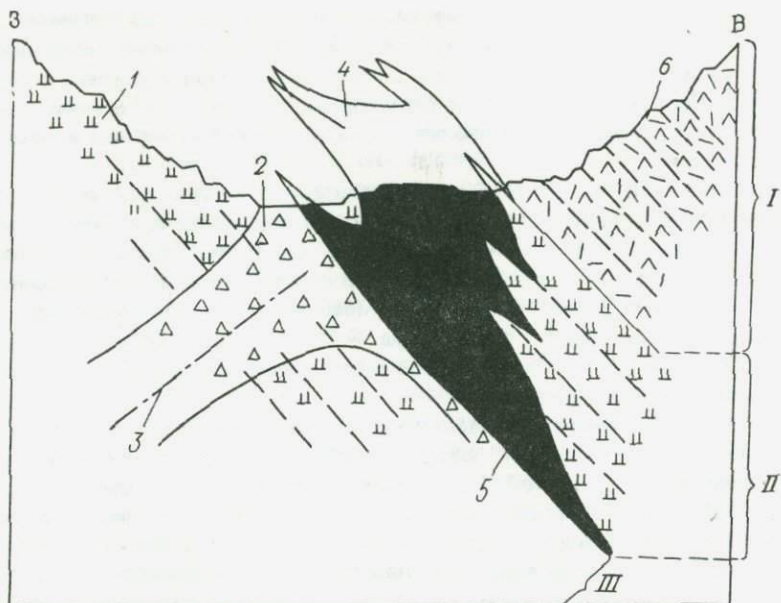


Рис. 13. Разрез карьера месторождения Новый Сибай (1974 г.):

1 — дациты и липариты; 2 — хлорит-кварц-серицитовые породы; 3 — предполагаемая ось рудоподводящей системы; 4 — отработанная часть рудного тела; 5 — массивные сульфидные руды; 6 — туфобрекчии спилитов. Толщи: I — надрудная, II — рудовмещающая, III — подрудная

теристике. Например, в качестве такого элемента выбрана сульфидная порода, состоящая из пирита, халькопирита и сфалерита. Сонахождение трех минералов может быть представлено: 1) полосчатым чередованием трех сульфидов; 2) одновременной сокристаллизацией трех сульфидов с гранобластовым рисунком; 3) кристаллизацией халькопирита и сфалерита в виде прожилков внутри зернистого пиритового агрегата (последовательность: пирит → халькопирит → сфалерит; пирит → халькопирит + сфалерит); 4) пересечением халькопирит-сфалеритовых гранобластовых агрегатов пиритовыми прожилками и т. п.

Подобные одно-, двух- и трехминеральные ассоциации подразделялись на разновременные аналоги (генерации, поколения парагенезисов) и синхронно формирующиеся фации. В ходе картирования было, например, установлено, что три расположенные друг над другом сульфидные пластовые линзы формировались последовательно (нижняя — самая древняя). В строении каждой из них имеются подобные трехминеральные сульфидные агрегаты (аналоги). А в пределах каждой отдельно взятой пластовой линзы есть текстурные фации этих трехминеральных агрегатов: зернистые в осевой части линз и осадочно-слоистые — на флангах.

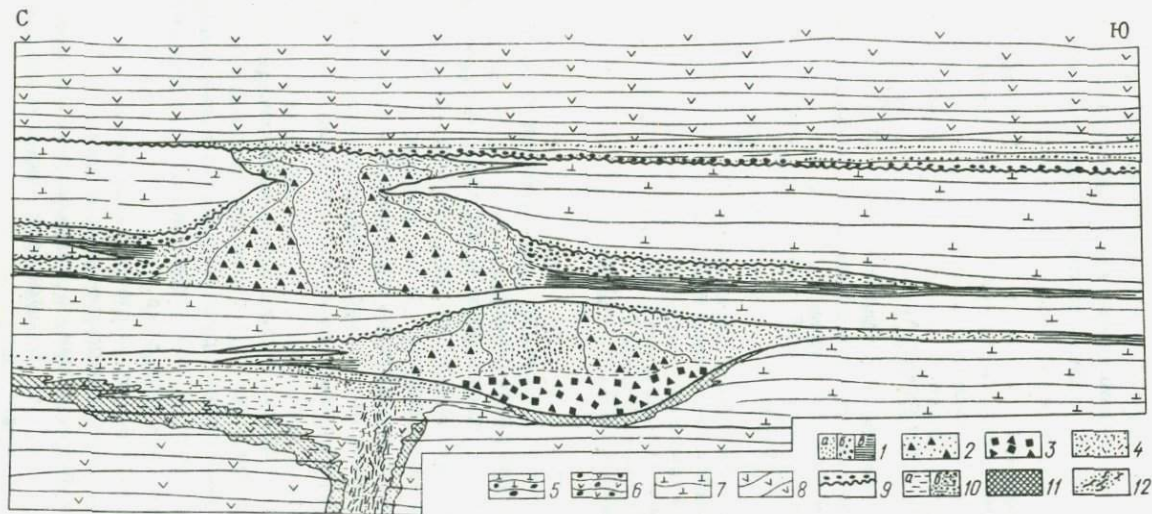


Рис. 14. Распределение сингенетических текстур рудоотложения в разрезе стратиформных тел месторождения Сибай.

1 — пирититы тонкозернистые (а), грубозернистые (б) и тонкослоистые (в); 2 — халькопирит на пирититовом субстрате; 3 — то же, на пирротиновом субстрате; 4 — сфалерит на пирититовом субстрате; 5 — рудокласты в кислых вулканитах; 6 — то же, в основных вулканитах; 7 — вулканиты кислые; 8 — то же, основные; 9 — поверхность контакта, согласного с признаками разрушения (размыва); 10 — серицитовые (а) и пирито-серицитовые (б) породы; 11 — хлоритовые породы; 12 — рудопроводящий штокверк

Деление картируемых парагенезисов и ассоциаций на "аналоги" и "фации" пока практически не используется исследователями, хотя важность такой дифференциации очевидна.

Естественно, при проведении минералогического картирования учитывалась информация, накопленная по Сибайскому месторождению. Ниже приведен перечень использованных геологических материалов и их масштабов:

<i>Фактические материалы</i>	<i>Масштаб</i>
Геологическая карта рудного поля	1:10000
Разрезы разведочные на основе колонкового бурения (24 листа)	1:1000
Планы эксплуатационные карьера через 30 м (21 лист)	1:1000
Документация рудного керна (0,9 км)	1:10
Геологическая карта карьера Нового Сибая	1:2000
Точки минералогических наблюдений с взятием шлифов и аншлифов (825 точек)	1:2000
Карта распределения текстурных типов руд (630 точек)	1:2000
Зарисовки обнажений в карьере (39 родников)	1:10—25
Стратиграфические колонки в интервалах пластовых руд (24 колонки)	1:20
Геохимический околорудный ореол (1255 проб)	1:2000
Зональное распределение металлов в рудах (5450 разведочных и эксплуатационных проб)	

Основными текстурными элементами картирования были выбраны следующие типы минеральных ассоциаций.

Аналоги группы А (генерации ассоциаций, повторяющихся в каждом из трех последовательно возникших рудных тел): 1) пириты зернистые с аксессуарными халькопиритом и сфалеритом; 2) промышленная генерация халькопирита на субстрате из зернистого пирита; 3) промышленная генерация сфалерита на субстрате из зернистого пирита; 4) преимущественно пирититовые зернистые рудокласты в кислом туфовом цементе.

Аналоги группы Б (генерации ассоциаций, повторяющихся не менее чем в двух из трех рудных тел): 1) пирит-сфалеритовый эксгалационно-осадочный цемент пирититовых рудокластов; 2) халькопиритовые мономинеральные жилы, секущие пиритовые линзы; 3) тонкослоистые кремнисто-пиритовые руды лежачего бока.

Обнаружены также ассоциации, встречающиеся лишь в одном из трех тел: 1) мономинеральные пирротиновые агрегаты; 2) "эмульсионная" вкрапленность промышленного халькопирита на мономинеральном пирротиновом субстрате; 3) штокверк магнетит-сидеритовых жилков на пирротиновом субстрате и др.

Фации (ассоциации, возникающие синхронно, но отличающиеся типом вмещающего субстрата или текстурой): 1) пирититы граноблас-

товые и тонкослоистые; 2) сфалеритовые "колломорфные" жилки в зернистом пиритите и сфалеритовые "колломорфные" оторочки около пирититовых рудокластов в туфе; 3) халькопиритовые жилки в пирротиновом субстрате и переходящие в массивные пирититы и др.

В табл. 6 и 7 перечислены виды и объемы некоторых конкретных текстурных наблюдений и статистических измерений.

Текстурные элементы условно разделялись на трехмерные (объемные), двухмерные (плоские) и одномерные (точки). Например, среди двухмерных элементов фиксировались поверхности размыва висячего бока среднего рудного тела и флангов средней пирититовой линзы (погребенная под рудокластовыми рудами со сфалеритовым эксгальационно-осадочным цементом). Среди одномерных текстурных элементов картирования фиксировались: 1) миаролки с гравитационными уровнями; 2) конкреции с концентрами разной толщины; 3) псевдоморфозы; 4) случаи обнаружения редкого минерала и т. п.

В результате проведенного минералогического картирования онтогенез месторождения Сибай формулируется следующим образом.

I. Стадия сингенеза характеризуется гидротермальным сульфидоотложением в придонной обстановке в ареале кислого вулкана, геохимической цикличностью (ритмичностью), фиксированной в виде последовательного (во времени) и зонального (в пространстве) отложения сульфидов в каждой из трех последовательно выросших пластовых линз: зернистые пирититы → халькопирит → внутрирудный подводный размыв → сфалерит → второй размыв рудного тела → его захоронение вулканитами. Первичное залегание рудных тел было субгоризонтальным. Сульфидные осадки изначально были твердофазовыми.

II. Стадия диагенеза характеризуется формированием сфалеритовых оторочек рудокластов, находящихся в надрудных вулканитах, хлоритизацией вмещающих пород висячего бока верхней линзы, перекристаллизацией "колломорфных" сфалеритовых агрегатов, возникновением псевдоморфоз по пирротину и т. п.

III. Стадия метаморфического воздействия заключается в пересечении рудных тел диабазовыми дайками, в термальном метаморфизме сульфидов в их экзоконтактах, разбиении пластовых тел разломами на блоки с относительным смещением, наложением на рудное поле регионального метаморфизма пренит-пумпеллитовой фации и т. п.

Заслуживает внимательного изучения опыт Б.В. Чеснокова, который провел минералогическое картирование Березовского поля.

Эндогенная зональность Березовского рудного поля была установлена при минералогическом картировании. Наиболее ярко она выражена в распределении блеклых руд ряда тетраэдрит — теннантит как по площади, так и на глубину. Состав этих руд широко варьирует от разностей, близких к тетраэдриту, до чистого теннантита. Между содержанием мышьяка и размером ребра элементарной ячейки в минералах этой группы имеется прямая зависимость, что позволило при массовых

Таблица 6

Объекты и объемы текстурных наблюдений, использованных при минералогическом картировании Сибя в онтогеническом аспекте

Объекты	Число	
	ориентированных текстурных препаратов площадью 50—450 см <sup>2</sup>	структурных препаратов (прозрачные шлифы и аншлифы)
Гравитационные текстуры:		
седиментационные	66	113
"уровни"	16	48
"отвесы" (+ брекчии осыпания)	11	46
конвективной неустойчивости	4	15
Тектурные формы рудоотложения	412	285
Форма, строение и состав рудокластов:		
в вулканитах	83	186
в массивных рудах	85	106

Таблица 7

Некоторые статистические измерения, выполненные в ходе минералогического картирования Сибя

Объект	Параметр	Число замеров
Рудокласты:		
в вулканитах	Диаметр	2976
в массивных рудах	—"—	840
Петрокласты:		
в вулканитах	—"—	1640
в массивных рудах	—"—	142
Слоистые кремнисто-пиритовые руды	Мощность	36
	Число слоев	2112
Макропористость в предрудных пирититах	Доля от общей площади	63
Число однородных жилок, пересекающих пирититы	Число на 1 м	112

наблюдениях судить о составе блеклых руд на основании определений параметра решетки  $a_0$ . Был разработан экспрессный метод с использованием камеры РКЭ (точность определений  $a_0 \pm 0,0001$  нм). Изучено более 700 проб блеклых руд и установлено, что закон распределения значений  $a_0$  этих проб нормальный. Горизонтальная зональность рудного

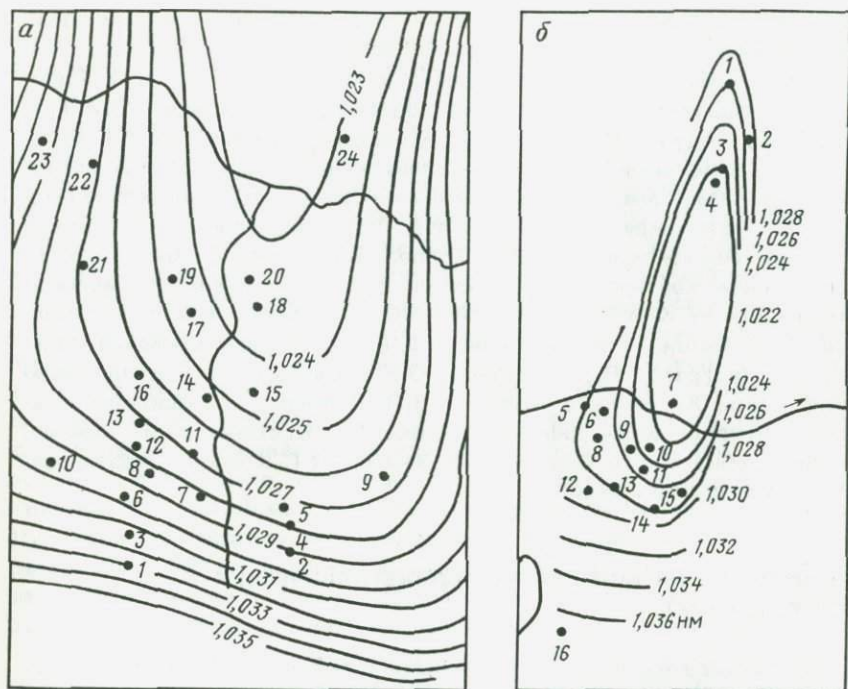


Рис. 15. Поверхности тренда третьей степени для параметров ячейки блеклых руд, характеризующих в них сурьмяно-мышьяковое отношение (по Б.В. Ческову, 1973 г.):

*а* — Березовское рудное поле; *б* — общая картина Березовского и Благодатного рудных полей. Цифрами около точек даны номера шахтных полей, а на изолиниях — значения параметров ячейки в нанометрах

поля наглядно видна после обработки исходных данных на ЭВМ. Для вычисления поверхности тренда третьей степени были взяты условные координаты опробованных шахт и средние арифметические значения  $a_0$  блеклых руд соответствующих шахтных полей. В подсчет введены средние значения  $a_0$  для 24 шахтных полей (всего 215 проб).

В итоге не только была обнаружена зональность Березовского поля, но и сделан важный в научном и прикладном аспектах вывод о том, что Березовское и Благодатское поля являются единым рудным полем (рис. 15).

В заключение укажем на описанные в литературе примеры минералогического картирования, которые могут оказаться полезными читателям в их работе: Н.В. Покровская и Н.М. Митряева, А.С. Тарантов — колчеданные месторождения; Л.Ш. Булатова — зональность золото-суль-

фидного месторождения Средней Азии; Ф.Г. Фекличев — оптико-минералогическое картирование в Хибинском щелочном массиве; В.В. Матиас, А.А. Сидоров — золото-серебряные месторождения; Б.И. Пиров — железорудные месторождения Северного Криворожья; В.И. Гребенщикова — Адун-Челонский гранитный массив в Забайкалье; В.Г. Боголепов — картирование верхних выклиниваний редкометалльных месторождений Казахстана; Б.А. Капрамбаев — зона окисления молибдено-медного месторождения; В.А. Попов, Т.П. Нишанбаев — гранитные пегматиты Ильменских гор; В.И. Попова, В.А. Попов — кристалломорфологическое картирование в области современной гидротермальной деятельности на Камчатке; О.В. Бейсеев — асбестоносные зоны Казахстана; В.И. Якшин, Г.А. Синкевич, Э.Ф. Емлин — месторождения жильного кварца Урала; Л.В. Козырева, О.Е. Шемановская — минералогические карты Хибинского массива; Н.Л. Петренко — касситерит-сульфидные месторождения Дальнего Востока; С.И. Костровицкий — кимберлитовая трубка Мир в Якутии; В.И. Князев, И.Т. Козлов — картирование по термоздс сульфидов.

#### **КАРТИРОВАНИЕ НА КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

При проведении поисково-оценочных работ в рудных районах наибольший эффект может быть получен благодаря комплексному использованию различных методов картирования, при этом ведущая роль должна принадлежать минералогическому картированию.

Наиболее полно его задачи как в прикладном, так и в теоретическом аспекте изложены в работах А.И. Гинзбурга [7, 8], Н.П. Юшкина [48], Б.В. Чеснокова [45], В.Г. Фекличева [41] и др. Этой актуальной проблеме были посвящены совещание в г. Алма-Ате в 1981 г. и Всесоюзный минералогический семинар в г. Миассе в 1983 г.

Основная масса работ по минералогическому картированию направлена на выявление закономерностей пространственного размещения различных типов руд, продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций, рудных минералов и отдельных типоморфных признаков минералов. При этом используется широкий спектр разнообразных новейших методик изучения минерального вещества. На многих рудных объектах минералогическое картирование направлено на установление формационной принадлежности месторождений без выхода на локальный прогноз или является основой для оценки перспективности площадей на поисковой стадии в масштабе 1:25 000 или 1:10 000. Необходимо отметить, что крупномасштабное минералогическое картирование на месторождениях используется сравнительно слабо.

В настоящее время на многих рудных объектах стоит проблема выявления скрытого оруденения. С этих позиций необходима разра-

ботка сравнительно быстрых методов минералогического картирования, которые не требуют большого объема аналитических работ или применения тонких минералогических исследований и могут проводиться параллельно с крупномасштабным геологическим картированием. До последнего времени при сравнительно большом диапазоне картируемых минералогических признаков на рудных объектах совершенно не уделялось внимание нерудной прожилковой минерализации. Последняя, участвуя в общем процессе рудообразования на месторождениях, несет огромную информацию о направленности этого процесса во времени и в пространстве. Нерудная минерализация, ее типоморфные признаки становились объектом минералогического картирования только в случае ее промышленной значимости (месторождения флюорита, барита, пьезокварца и т. д.) или если она выступала в качестве основного компонента руд ( жильный кварц на золоторудных объектах). Существуют лишь единичные примеры (В.Н. Куденко) проведения регионального картирования магнезиально-железистых карбонатов в золоторудных районах. Необходимо отметить, что некоторыми исследователями, например Р.Н. Петраченко в 1983 г., обращалось внимание на возможности минералогического прогнозирования и картирования на золото-серебряных месторождениях вулканических областей, где широкое развитие в составе околорудных метасоматитов получают такие минералы, как калиевый полевой шпат, алунит, флюорит, адуляр и др.

В данном разделе авторами сделана первая попытка систематизировать материал по минералогическому картированию нерудной прожилковой минерализации на некоторых колчеданно-полиметаллических и золоторудных объектах, изучением которых они занимались.

В основу крупномасштабного картирования нерудной прожилковой минерализации, предлагаемого авторами и направленного на поиски скрытого оруденения, положены минералогическая документация скважин и горных выработок с отображением различных минералогических параметров на разрезах, погоризонтных планах, картах в различных сечениях через рудное тело, рудную зону, месторождение, а также анализ закономерностей пространственного соотношения выявленных минералогических ореолов различного состава.

1. В процессе документации фиксируются все проявления нерудной минерализации с отражением ее различных макросвойств. Отмечаются состав минерализации (в случае сложности при диагностике — приблизительно группа минерала), физические свойства нерудных минералов (главным образом, цвет и кристалломорфологические особенности), мощность и число прожилков на каждые 10 м выработок (с переводом на интенсивность их развития в процентах от общего объема пород). В случае пространственного совмещения минерализаций различного состава необходимо обращать внимание на их взаимоотношения (пересечение одних прожилков другими, элементы их залегания, особенности локализации во вмещающих породах). Должно быть указано соотно-

шение минерализаций различного состава (например, кварца к карбонату, барита к кварцу и т. д.). Все перечисленные параметры нерудной минерализации желательнее вынести на поля пикетажных книжек соответственно каждому интервалу, где она фиксировалась, чтобы упростить дальнейшую работу по проведению минералогического картирования (см. гл. 2).

II. Разноска полученных в процессе документации данных по нерудной минерализации согласно предварительно разработанной легенде производится на различного вида упрощенной геологической графике, где должны быть отражены основные геолого-структурные элементы картируемого участка и положение рудных тел (балансовых и забалансовых).

III. Построение минералогических разрезов, планов подчиняется общим законам геологического картирования, при этом основное внимание должно быть обращено на структурный план того или иного участка, так как минеральные ореолы, как правило, фиксируют рудоподводящие, рудолокализирующие и рудоэкранирующие структуры.

Необходимо учитывать, что в пространстве могут быть совмещены минеральные ореолы различного состава (кварц + карбонат, карбонат + барит, флюорит + турмалин и т. д.). Это отражается на графике с учетом данных по интенсивности развития минерализации и их соотношения друг с другом.

IV. Анализ данных по минералогическому картированию должен проводиться с позиций выяснения последовательности формирования нерудной минерализации и ее соотношений с продуктивной рудной минерализацией (используются как собственные наблюдения, так и накопленный материал по процессу минералообразования на месторождениях). Основное внимание необходимо обращать на закономерности пространственного размещения, морфологические особенности, интенсивность развития и количественное соотношение минеральных ореолов различного состава.

Выявление закономерностей в распределении минеральных ореолов относительно промышленного оруденения позволит разработать комплекс критериев, указывающих на положение скрытого промышленного оруденения относительно этих ореолов по вертикали и латерали, а также на размеры открываемых рудных зон в процессе поисково-разведочных работ.

На колчеданно-полиметаллических месторождениях различных регионов (Рудный Алтай, Малый Кавказ, Якутия и др.) значительное развитие получает окolorудная прожилково-вкрапленная минерализация (кварц, карбонат, барит, опал, гипс, алунит и т. д.) с малым содержанием сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), а иногда и с включениями органического вещества (антраксолита). Ореолы рассеянной минерализации перечисленного состава сопровождают отдельные

рудные тела, рудные зоны и наиболее широкое развитие получают на флангах месторождений.

Ниже рассматривается роль зон минерализации при поисках полиметаллических месторождений некоторых промышленно-генетических типов.

Фанерозойские колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенно-осадочных толщах по формационному типу колчеданосных палеовулканических провинций, по Г.Ф. Яковлеву, относятся к липаритоидному полиметаллическо-колчеданному (рудноалтайский) и андезиитоидному медно-полиметаллическо-колчеданному (малокавказский) типам.

Для месторождений рудноалтайского типа характерно широкое проявление окolorудной прожилковой кварцевой, карбонатной и баритовой минерализации. Основная масса жильных минералов формировалась в процессе рудообразования в предрудную стадию гипогенного выщелачивания и отложения или в стадию поздних пострудных прожилков [9].

3634  
Становление жильной нерудной минерализации связано, по О.Д. Левицкому и В.И. Смирнову, с привнесом вещества из первичных глубинных очагов или с выносом вещества из вмещающих пород и его переотложением. При этом значительное количество нерудных прожилков на алтайских рудных объектах формируется в результате переотложения поздними растворами продуктов ранних стадий рудоотложения. На рудноалтайских месторождениях наблюдается определенная взаимосвязь состава окolorудных ореолов прожилковой минерализации и типа колчеданно-полиметаллических рудных объектов, относящихся, согласно классификации Д.И. Горжевского, к различным субформациям. На месторождениях колчеданно-полиметаллической и переходной к колчеданно-полиметаллической субформаций (Тишинское, Корбалихинское рудные поля и др.) основную роль играют прожилки карбоната (кальцита, реже доломита и кварца). В связи с однообразием состава ореолов окolorудной минерализации зональность в их строении не является типичной для данных типов месторождений. В этом случае первостепенное значение приобретает изучение характера изменчивости в пространстве типоморфных особенностей главенствующих минералов ореолов — выявление скрытой минерало-геохимической зональности.

Например, сравнительное изучение состава и некоторых физических свойств кальцита (термолюминесценция, показатель преломления) предрудной, рудной и пострудной стадий минерализации на примере Корбалихинского рудного поля показало существование различий между кальцитами продуктивной и непродуктивных стадий минерализации по характеру железистости, магнезиальности и марганцовистости, а также по интенсивности свечения кальцита.

В общих чертах последовательность формирования нерудной прожилковой минерализации на Корбалихинском месторождении отра-

Таблица 8

Последовательность образования нерудной прожилковой минерализации на Корбалихинском месторождении

Стадия	Подстадия	Краткая характеристика	Жильные минералы и их генерация
Предрудная	—	Малоинтенсивное объемное выщелачивание вмещающих пород (серицитизация, окварцевание, хлоритизация), рассеянная колчеданная минерализация	Кварц I, кальцит I
Рудная	I	Образование хлоритолитов, карбонат-тальковых метасоматитов	Карбонат II (доломит)
	II	Образование колчеданно-полиметаллических руд	Кварц II, кальцит II
Пострудная	III	Переотложение ранне образованных минералов	Кальцит IV, гипс, пренит

жена в табл. 8. Наиболее широко распространены прожилки кальцита предрудной стадии (до 70 %), встречающиеся во всех литологических разностях, но преимущественно в породах надрудной толщи (рис. 16, а). В рудную стадию происходило образование нескольких генераций карбоната. Совместно с метасоматическими хлоритовыми и тальковыми породами отмечается ранняя генерация карбоната рудной стадии (подстадия II), по составу относящегося к железистому доломиту. В результате тесного срастания карбоната с хлоритом и тальком возникают типичные хлорит- и тальк-карбонатные породы. Доломит, слагающий эти породы, наблюдается только в пределах рудных зон, составляя лишь 5 % общей массы разновозрастных выделений карбоната.

Формирование колчеданно-полиметаллических руд на месторождении сопровождается кварц-кальцитовой и кальцитовой минерализацией (кальцит III). Прожилки, сложенные кальцитом III, встречаются только в рудной зоне в количестве 10 %. Рудная стадия завершается образованием более поздних кальцитовых прожилков (кальцит IV), которые, по мнению авторов, можно отнести к продуктам переотложения ранних генераций кальцита. Они встречаются в надрудных зонах месторождения (до 15 %), чаще всего в его центральной части, где образуют небольшие линзы.

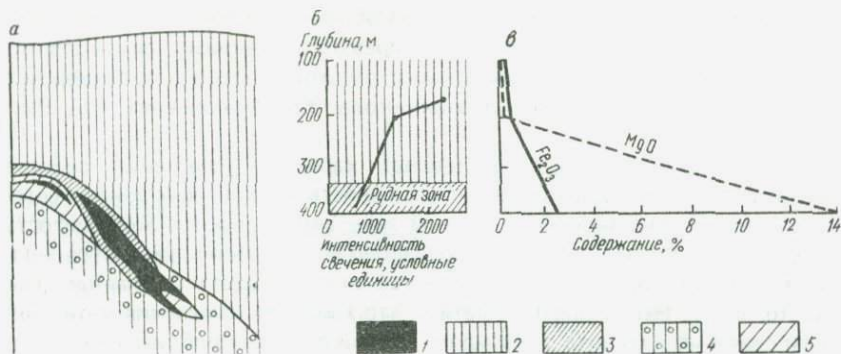


Рис. 16. Характер изменения текстурных особенностей (а), интенсивности свечения (б) и состава (в) кальцита в рудных зонах месторождений рудоалтайского типа (субформация переходная к колчеданно-полиметаллической):

1 — рудное тело; 2–5 — прожилковая минерализация (2 — кальцит предрудной стадии, 3 — то же, рудной стадии, 4 — прожилки кварц-кальцитовые, 5 — то же, флюоритовые)

Сравнительное изучение состава и некоторых физических свойств выделенных генераций карбонатов показало, что между ними существуют некоторые различия. Карбонаты предрудной и рудной стадий отличаются содержанием Fe, Mg и Mn. Проявляется тенденция к увеличению железистости, марганцовистости и магниальности карбонатов рудной стадии. В кальцитах, парагенетически связанных с рудой (кальцит III), увеличивается количество серебра, бария, стронция, появляется цинк. В переотложенных разновидностях кальцита (кальцит IV) снижается содержание железа, не обнаружен магний и возрастает количество марганца. Кальцит IV сравнительно обеднен примесями серебра, свинца, стронция, бария.

Выделенные генерации кальцита отличаются и по показателю преломления. Несмотря на близкие значения данной константы ( $N_g = 1,657-1,668$ ), наблюдается некоторое повышение значений этого показателя у кальцитов рудной стадии ( $N_g = 1,661-1,668$ ) и вновь снижение его значений для поздней генерации кальцита ( $N_g = 1,657-1,661$ ).

При изучении термолюминесцентных свойств различных генераций карбоната также обнаружены различия между ними. Кальцит предрудной стадии характеризуется высокими значениями интенсивности свечения — от 1100 до 2400 условных единиц. Интенсивность свечения карбоната рудной стадии снижается, изменяясь от 25 до 400 условных единиц в зависимости от многих факторов, главным образом от набора и концентрации элементов-примесей, а также от явлений перекристаллизации. Согласно представлениям многих исследователей, термолюминесцентные свойства карбонатов в значительной степени определяются содержанием оптически активных примесей, таких, как Mn, Fe, Pb и др. Установлено,

что интенсивность свечений карбонатов обратно пропорциональна содержанию железа и марганца, если оно превышает уровень, при котором возникает эффект концентрационного тушения, что не противоречит данным Н.А. Велиховой, Л.Н. Овчинникова, В.П. Максенкова, А.Д. Ракчеева и авторов.

Несомненный интерес представляет характер изменения состава кальцита и его термолюминесцентных свойств в различных зонах месторождения. В направлении к рудной зоне увеличиваются железистость и марганцовистость карбонатов, возрастает количество примесей свинца, бария и стронция, а интенсивность свечения кальцита снижается (см. рис. 16, б, в). Необходимо отметить, что характер изменения интенсивности свечения кальцита предрудной стадии по мере приближения к рудным телам может быть более сложным, так как в надрудных зонах месторождения встречаются линзовидные тела, образованные крупнозернистым переотложенным кальцитом, который выделился в конце рудной стадии.

Интенсивность свечения кальцита резко снижается на этих участках и снова возрастает при выходе из них. Существует мнение, что любые процессы перекристаллизации приводят к уменьшению интенсивности свечения кальцита. В таком случае кальцит, образованный в процессе перекристаллизации и переотложения его ранних генераций, должен обладать низкими значениями этого показателя, что соответствует данным, полученным авторами. Изменение термолюминесцентных свойств кальцита по мере приближения к рудному телу может носить ступенчатый характер, но всегда выдерживается тенденция к снижению интенсивности свечения в рудных зонах и в зонах переотложения над рудными телами.

Таким образом, можно считать, что повышение содержания железа, магния и марганца в кальцитах, а также существование зон ореольных прожилков кальцита с низкими значениями интенсивности свечения свидетельствуют о близком залегании скрытых рудных тел колчеданно-полиметаллического состава.

На месторождениях барит-полиметаллической субформации значительное развитие получают прожилки кварц-кальцитового, кварц-баритового состава при преобладающей роли последних. Ореолы нерудной прожилковой минерализации характеризуются зональным строением, обусловленным закономерной сменой в пространстве прожилков различного состава, уходящих на расстояние до 500 м от рудных зон (рис. 17). Рудные тела в таких зонах тяготеют к зоне развития баритовых и кварц-баритовых прожилков, распространяющихся в стороны от рудных тел на расстояние до 50 м и далее сменяющихся последовательно прожилками кальцит-кварцевого, а затем кальцитового состава (рис. 18). Для данного типа месторождений появление ореолов кварц-баритовых и баритовых прожилков является прямым индикатором скрытого барит-полиметаллического оруденения [26].

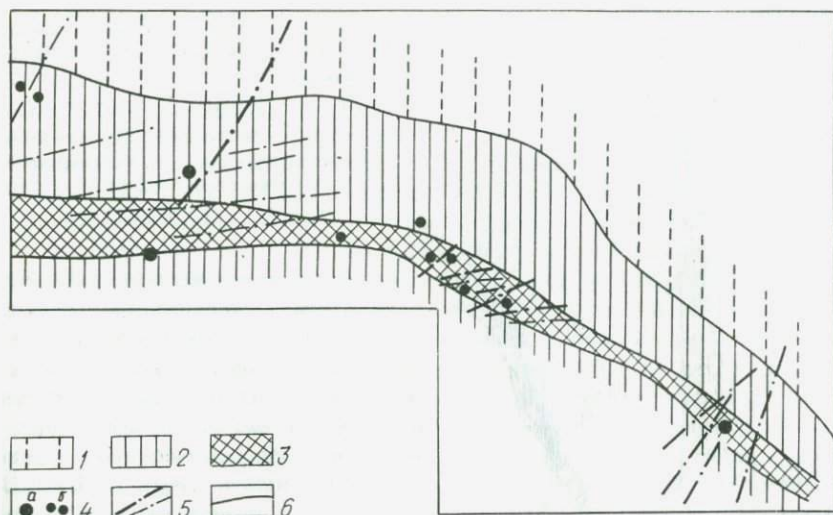


Рис. 17. Схема пространственного размещения нерудной прожилковой минерализации в пределах рудного поля:

1–3 — зоны минерализации (1 — кварц-кальцитовые, 2 — кварцевые, 3 — кварц-баритовые); 4 — месторождения (а) и рудопроявления (б) барит-полиметаллической субформации; 5 — разломы; 6 — границы ореолов прожилковой минерализации

В рудовмещающих толщах месторождений собственно полиметаллической субформации широко представлены прожилковая кварцевая и карбонат-кварцевая минерализации, часто содержащие рассеянную вкрапленность или гнездовые обособления пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Эти образования наиболее детально изучены на месторождениях Зырянского рудного узла, локализующихся в разрезе вулканогенно-осадочных толщ среднего девона, прорванных субвулканическими интрузиями липаритовых порфиров, с наложенными на них зонами повышенного рассланцевания. Последние вмещают залежи полиметаллических руд, характеризующиеся значительной вертикальной протяженностью и сопровождающиеся широким ореолом кварцевой минерализации с подчиненным количеством карбонатов.

В строении рудных зон по латерали отмечается определенная закономерность. Зоны с относительно концентрированными сульфидными прожилками сменяются к периферии ореолами рассеянных кварцевых прожилков с вкрапленностью пирита и далее кварц-кальцитовыми и кальцит-кварцевыми прожилками (рис. 19). Выявленная зональность может быть симметричной или асимметричной, что в значительной степени определяется морфологией рудных зон, а также структурными

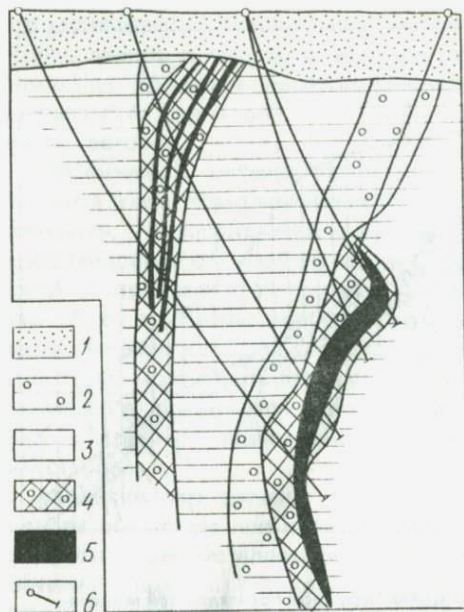


Рис. 18. Размещение нерудных прожилков на месторождении барит-полиметаллической субформации:

1 — четвертичные отложения; 2—4 — прожилки (2 — кварц-кальцитовые, 3 — кальцитовые, 4 — кварц-баритовые); 5 — рудные тела; 6 — скважины

и литологическими особенностями вмещающих пород. Наиболее отчетливо зональность в строении околорудных прожилковых ореолов проявлена для гидротермально-метасоматического типа оруденения (см. рис. 19, А). В случае совмещения в пространстве различных типов оруденения — гидротермально-метасоматического и вул-

каногенно-осадочного — зональность может усложняться. Это отражается как на меньшей дифференциации состава околорудных ореолов, так соответственно и на менее четко проявленной зональности их строения.

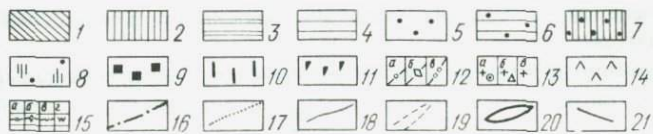
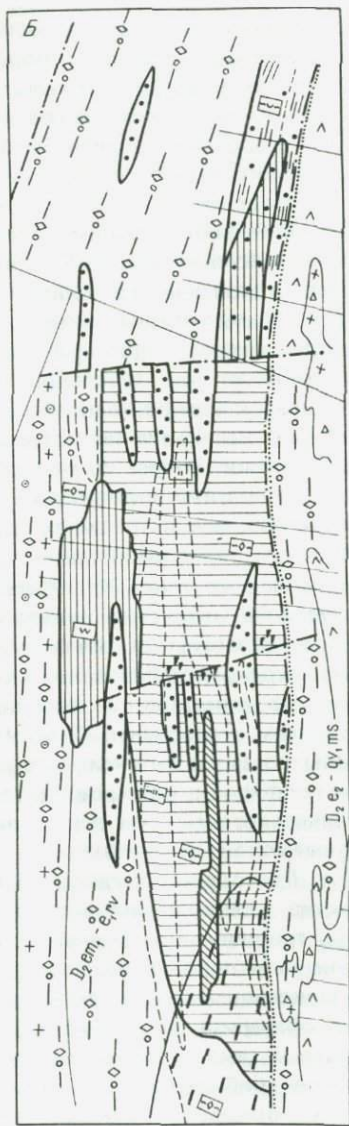
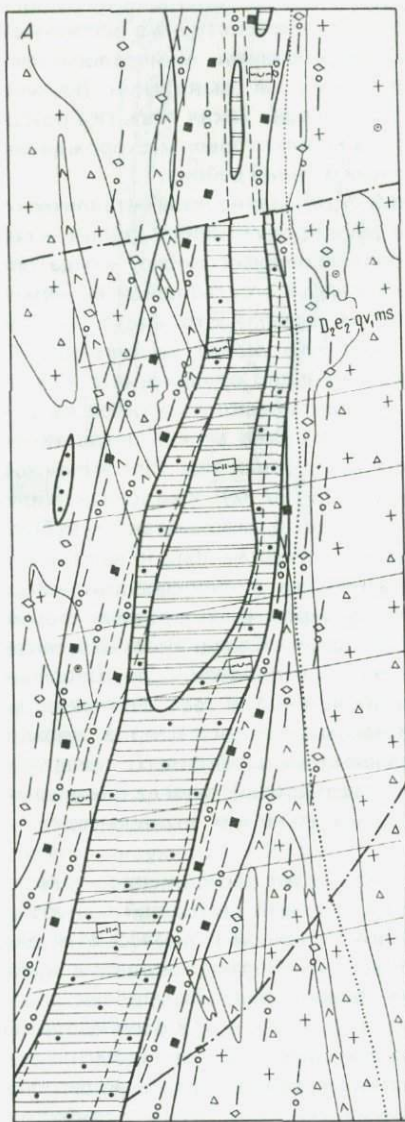
На объектах собственно полиметаллической субформации широкое развитие получают ореолы кальцит-кварцевой прожилковой минерализации с локальным обогащением прожилков гнездовыми (от 0,5 до 1 см) обособлениями геленита, сфалерита и халькопирита. Морфологически эти ореолы подчиняются общему структурному плану строения рудных зон и обычно фиксируют рудоограничивающие и рудоконтролирующие тектонические нарушения. Относительная контрастность в строении ореолов указанного состава определяется вариациями в отношении кальцитовых и кварцевых прожилков с образованием зонального ряда, крайними членами которого являются ореолы существенно кварцевого или кальцитового состава (см. рис. 19). При этом отчетливо проявляются тенденция нарастания кварцевой составляющей в ореолах по мере приближения к рудным зонам и их обогащение гнездовыми обособлениями сульфидов на выклинивании отдельных рудных тел, а также на флангах рудных зон и месторождений. Исходя из того что образование прожилков кварц-кальцитового состава с гнездами галенита, халькопирита и сфалерита обычно завершает процесс рудообразования на изученных авторами объектах, проявление этих ореолов — прямой индикатор скрытого близкозалегающего свинцово-цинкового оруденения.

Учитывая, что для большинства алтайских месторождений собственно полиметаллической субформации кварц является ведущим минералом околорудных ореолов, а окраска и структурно-текстурные особенности его агрегатов отличаются большим однообразием, минералогическое картирование должно основываться также на выявлении различий "скрытых" типоморфных особенностей кварца. Такая попытка разбивки кварцевых ореолов была сделана на некоторых месторождениях Греховского рудного поля (Зыряновский рудный район).

В пределах этих месторождений колчеданно-полиметаллическое оруденение формировалось в течение двух продуктивных этапов — гидротермального и позднего контактово-метаморфогенного, когда проходило становление прожилков и жил кварца с сульфидной минерализацией. Жилы кварца часто выходят на поверхность месторождений и сопровождают отдельные рудные тела или уходят на значительные расстояния от них. С позиций взаимоотношений оруденения с кварцевой жильной минерализацией можно выделить несколько типов кварцевых жил, картирование которых в пространстве может представлять определенный интерес при поисках слепых рудных тел. При этом необходимо обратить внимание на мощные (5—20 м) кварцевые жилы, локализующиеся в трещинах отрыва в эндо- и экзоконтактах субвулканических тел липаритовых порфиров и приуроченные к выклиниванию последних (рис. 20). Жилы образовались в процессе автосоматического изменения липаритовых порфиров и по времени формирования оторваны от этапа рудообразования. Кварц этих жил интенсивно перекристаллизован; характерно брекчирование и развальцевание его агрегатов, а газо-жидкие включения в кварце полностью раздавлены и взорваны. Жилы автосоматического кварца, попадая в зоны позднего интенсивного расслаивания порфиров (с превращением порфиров в кварц-серицитовые метасоматиты), иногда оказываются минерализованными вследствие наложения на них колчеданно-полиметаллической минерализации.

На Греховском рудном поле наибольший интерес представляет характер распределения в пространстве жильной кварцевой минерализации, трассирующей рудные зоны и приуроченной к метасоматически измененным породам различного состава. Выделяются кварцевые жилы как мономинеральные, так и несущие прожилковые и гнездовые выделения сфалерита, халькопирита, галенита и пирротина. В распределении кварцевых жил и прожилков отмечается следующая закономерность: по мере приближения к рудным телам мономинеральные жилы сменяются жилами с редкими гнездовыми обособлениями сульфидов, переходящие далее в зоны развития прожилков кварц-сульфидного состава (см. рис. 20).

Становление мономинеральных кварцевых и кварцево-сульфидных прожилков проходило в раннюю продуктивную (рудную) стадию гид-



ротермально-метасоматического этапа, а формирование кварцевых жил с гнездами сульфидов завершает процесс рудоотложения (контактово-метаморфогенный этап), при этом значительную роль играет процесс переотложения ранее образованных сульфидов.

Мономинеральные, а также несущие гнездовые обособления сульфидов кварцевые жилы развиваются преимущественно в висчем боку рудных зон, образуя серию кулисообразно расположенных жил, уходящих от рудных тел на расстояние 150–200 м и наиболее интенсивно проявленных на глубинах до 500 м. Мощность жил изменяется от 1 до 6 м, а длина их по падению в среднем составляет 100–150 м. С глубиной по склонению рудной зоны интенсивность развития кварцевой минерализации, а также мощность кварцевых жил уменьшаются. Такая же закономерность отмечается и по простиранию рудных зон, при этом в центральных частях рудных зон сосредоточивается основная масса кварцевых жил, образовавшихся в гидротермально-метасоматический этап.

На флангах рудных зон интенсивность развития кварцево-жильной минерализации значительно снижается и преимущественное развитие получают кварцевые жилы контактово-метаморфогенного этапа с гнездами халькопирита, реже сфалерита (см. рис. 20).

---

Рис. 19. Схематическое строение рудных зон свинцово-цинковых месторождений А и Б полиметаллической субформации, рудноалтайский тип, Зырянский рудный район (составлено И.З. Исакович с использованием данных Н.Г. Кудрявцевой).

1–6 – типы оруденения (1 – вулканогенно-осадочное пирит-сфалеритового состава (тип I), 2 – гидротермально-метасоматическое “околопорфировое” галенитового состава (тип II), 3–6 – гидротермально-метасоматическое в зонах рассланцевания, колчеданно-полиметаллического состава (тип III); парагенетические минеральные ассоциации третьего типа оруденения; 3 – пиритовая и галенит-сфалеритовая, 4 – галенит-сфалеритовая, 5 – кальцит-кварцевая с гнездами сульфидов, 6 – галенит-сфалеритовая и кальцит-кварцевая); 7, 8 – совмещение оруденения II и III типов (7 – оруденение типа II с рассеянными прожилками кальцит-кварцевого состава с гнездами сульфидов (III тип оруденения), 8 – прожилки кальцит-кварцевого состава с гнездами сульфидов (III тип оруденения) с реликтами оруденения типа II); 9–12 – зоны окolorудной вкрапленной минерализации различного состава (9 – пирита, 10 – пирротина, 11 – гематита, 12 – прожилковой минерализации кварца (а), кальцита (б), сгущение кварцевых прожилков (в)); 13 – среднедевонский субвулканический комплекс (а – крупнопорфировые липаритовые порфиры, б – автоматические брекчи липаритовых порфиров, в – липаритовые порфиры); 14 – габбро-диабазы; 15 – гидротермально измененные породы (а – кварц-серицитовые, б – хлорит-серицит-карбонатные, в – хлорит-серицит-кварцевые, г – околопорфировые кварциты); 16 – разрывные нарушения; 17 – границы вулканогенно-осадочной и осадочной толщ; 18–20 – геологические границы (18 – магматических комплексов, 19 – зон гидротермально-метасоматических пород, 20 – зон окolorудной минерализации); 21 – линии разрезов D<sub>2</sub>e<sub>m1</sub> – e<sub>1</sub> гv – вулканогенно-осадочные отложения среднего девона; D<sub>2</sub>e<sub>2</sub> – qv<sub>1</sub>ms – осадочные отложения среднего девона

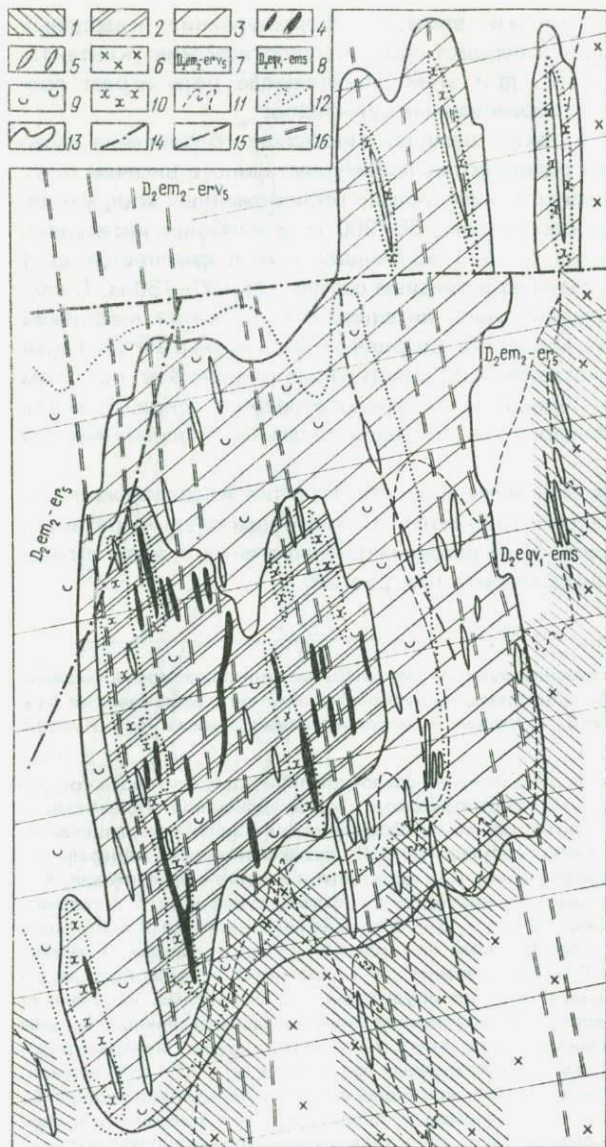


Рис. 20. Карта-схема пространственного размещения кварцевой минерализации на свинцово-цинковых месторождениях собственно полиметаллической субформации, рудноалтайский тип, Зырянский рудный район (составлено И.З. Исакович с использованием данных В.Б. Чекавидзе).

1-3 — зоны преимущественного развития кварцевой минерализации различных этапов (1 — аутометасоматического, 2 — гидротермально-метасоматического, 3 — контакто-метаморфогенного); 4 — рудные тела; 5 — мономинеральные кварцевые жилы; 6-8 — породы, вмещающие кварцевую минерализацию (6 — липаритовые порфиры, 7 — туфогенно-осадочные породы, 8 — известковые алевролиты); 9, 10 — околорудные породы (9 — слабо хлоритизированные вмещающие породы, 10 — хлоритолиты зон осадения); 11-13 — границы (11 — геологических комплексов, 12 — околорудно измененных пород, 13 —

зон развития кварцевой минерализации); 14-16 — тектонические нарушения (14 — зон расщепления, 15 — разломы, 16 — зоны трещиноватости)

Поскольку формирование этих жил завершает процесс рудоотложения на Греховском рудном поле, представляет интерес выяснение отличительных особенностей данного кварца сравнительно с его более ранними образованиями, вмещающими основную массу колчеданно-полиметаллической минерализации Греховского рудного поля.

В пределах этого поля кварцевые жилы с сульфидной минерализацией, обычно сопровождающие промышленные рудные тела и наиболее интенсивно проявленные в центральных частях рудных зон, образовались при температуре 375–320 °С (Снегиревская рудная зона) и 350–310 °С (Греховская рудная зона). Становление кварцевых жил с гнездовыми обособлениями сульфидов, развивающихся в висячем боку рудных зон и получивших широкое развитие на флангах месторождения, проходило при более низких температурах: 210–155 °С (Снегиревская рудная зона) и 280–160 °С (Греховская рудная зона). При этом более высокотемпературные разности жильного кварца несут следы динамометаморфизма, с которым связано разрушение первично-вторичных включений в кварце, а в некоторых случаях включения оказываются полностью взорванными. По-видимому, это связано с проявлением на Греховском рудном поле более позднего процесса контактово-метаморфогенного преобразования руд.

Отмечаются также некоторые различия в составе элементов-примесей в описанных выше разностях кварца. Для кварца из поздних жил с гнездовой сульфидной минерализацией, в отличие от ранних более высокотемпературных его разностей, характерно повышение содержания меди, марганца, титана, стронция, лантана, в некоторых случаях бария и кобальта при уменьшении количества цинка.

Выявленные отличия в типоморфных особенностях кварцево-жильной минерализации Греховского рудного поля подтверждают существование разновозрастной кварцевой минерализации, формирование которой проходило в процессе становления колчеданно-полиметаллического оруденения. При этом отмечается закономерное изменение выявленных типоморфных особенностей жильного кварца в пространстве. При приближении к рудным зонам наблюдается повышение температуры гомогенизации жильного кварца, а также уменьшение содержания в нем примесей меди, марганца, титана, стронция и лантана при увеличении содержания цинка. Установленная закономерность обусловлена возрастающей ролью жильного кварца раннего продуктивного гидротермально-метасоматического этапа при приближении к рудным телам (см. рис. 20).

Для колчеданно-полиметаллических месторождений малокавказского типа отмечается определенная специфика в составе окolorудных ореолов минерализации, что в значительной степени обусловлено условиями формирования месторождений данного типа вблизи поверхности (субэральными). В отличие от алтайских месторождений в окolorудных ореолах прожилковой минерализации появляются такие минералы, как

опал, халцедон, гипс, яшмовидный кварц, значительную роль играют вкрапленность, прожилки и жилы барита (рис. 21).

Формирование ореольной минерализации проходило в основном в рудную и пострудную стадии минералообразования, а резкая дифференция в составе окolorудных ореолов в значительной степени определяется разнообразием промышленных типов оруденения (от медноколчеданных к барит-полиметаллическим и поздним серноколчеданным). Наблюдаются широкие вариации в структурно-текстурных особенностях нерудных минералов — от аллотриоморфнозернистых скоплений в прожилках и пятнистых выделениях до друзовидных в пустотках выщелачивания. В распределении окolorудных ореолов отмечается

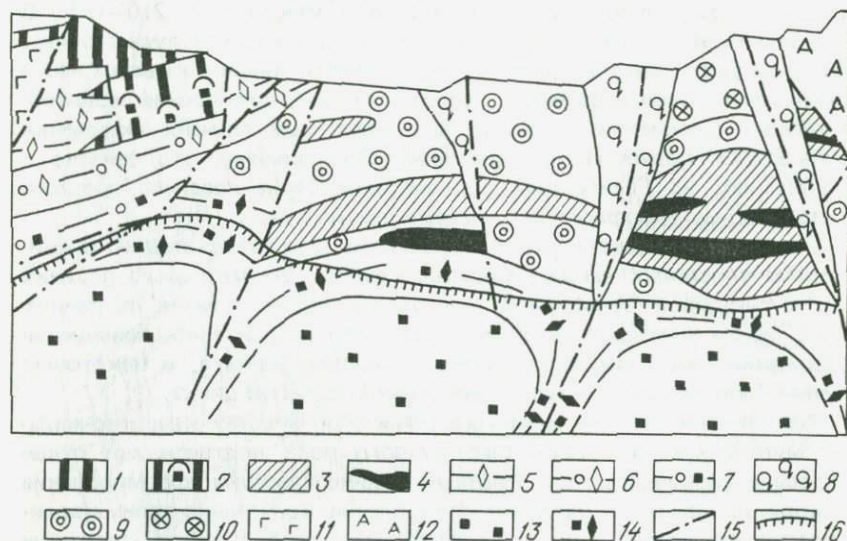


Рис. 21. Строение рудных зон в разрезе на медно-барит-полиметаллическом месторождении малокавказского типа:

1–4 — типы руд и их текстурные различия (1 — барит-сфалерит-галенитовые массивной и брекчиевидной текстуры, 2 — барит-кварц-пиритовые с халькопиритом метаколлоидной текстуры ("поздние" медноколчеданные руды), 3 — кварц-халькопирит-пиритовые штокверковой текстуры с друзовидными обособлениями кварца ("ранние" медноколчеданные руды), 4 — пирит-халькопиритовые массивной и брекчиевидной текстуры ("ранние" медноколчеданные руды); 5–14 — зоны окolorудной прожилково-вкрапленной минерализации (5 — баритовые, 6 — барит-кварцевые, 7 — пирит-кварцевые, 8 — яшмовидный кварц, 9 — друзовидный кварц — горный хрусталь, 10 — опаловидный кварц, 11 — гипс, 12 — алунит, 13 — вкрапленность пирита кубической и пектагондодекаэдрической формы, 14 — прожилки пирита гипидиоморфнозернистой структуры с халькопиритом); 15 — разломы, 16 — контакт между туфами андезит-дацитового состава и паккой вулканогенно-осадочных пород

зональность как по латерали, так и по вертикали, при этом намечается переход от медноколчеданного оруденения к барит-полиметаллическому через зоны непромышленной прожилковой минерализации (см. рис. 21). Наблюдается закономерная смена рудных зон с медноколчеданной минерализацией ореолами прожилков пирит-кварцевого состава с друзами кварца, далее зонами прожилков кварц-баритового состава с пиритом, переходящими в штокверковые барит-полиметаллические руды. Интенсивность развития в пределах ореолов баритовой составляющей возрастает при приближении к рудам барит-полиметаллического состава. Представляет интерес появление на месторождении жил и прожилков яшмовидного кварца сургучно-красной окраски, алунита, опала, гипса, иногда аметиста (см. рис. 21), сопровождающих медноколчеданные руды. Ореолы яшмовидного кварца трассируют рудные столбы медноколчеданного состава, а алунитовая и опаловая минерализация развивается над пологозалегающими штокверковыми зонами того же состава. На флангах рудных зон с медноколчеданной минерализацией появляются жилы гипса, выполняющие рудоограничивающие разломы.

Для месторождений малокавказского типа характерна значительная зараженность надрудных и подрудных толщ вкрапленностью пирита, чаще всего ассоциирующего в околорудных ореолах с опалом и друзовидным кварцем. Установлено, что для пирита из ореольных зон, развивающихся вблизи барит-полиметаллических рудных тел, характерна повышенная мышьяковистость и сереброносность в отличие от пирита из аналогичных ореолов, развивающихся вокруг рудных залежей медноколчеданного состава.

Свинцово-цинковые стратиформные месторождения в карбонатных толщах, примером которых является месторождение Сардана в юго-восточной части Якутии [38], сопровождаются широким ореолом доломитовых и кальцитовых прожилков с локальным обособлением в них выделений антраксолита, а также вкрапленности галенита в виде гнездовых скоплений и рассеянных метакристаллов. Резко подчиненную роль играют прожилки кварца, часто друзовидной текстуры (рис. 22).

В распределении этой минерализации установлены элементы латеральной зональности, наиболее контрастно проявленной для отдельных рудных тел. По простиранию последних наблюдается последовательная смена свинцово-цинковых руд зонами рассеянной рудной минерализации. При этом на флангах богатых рудных тел в рудовмещающих метасоматических доломитах появляются рассеянные выделения галенита, образующего метакристаллы или гнездовые обособления, сменяющиеся далее прожилками антраксолит-кальцит-доломитового состава. В пределах этих зон представляет интерес характер распределения антраксолита и метакристаллов галенита.

Чаще всего зональность в строении ореольной околорудной минерализации бывает асимметричной, и зоны развития метакристаллов галенита и гнезд антраксолита в доломит-кальцитовых жилах лока-

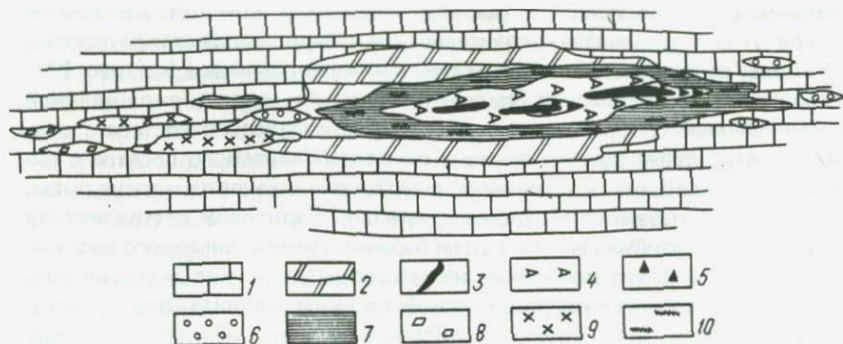


Рис. 22. Схема строения рудной зоны месторождения Сардана:

1 — известняки; 2 — метасоматические сахаровидные доломиты; 3 — свинцово-цинковые руды бурундучно-полосчатой и гнездовой текстур; 4–8 — рассеянная минерализация различного состава (4 — антраколит-доломит-кальцитовые прожилки, 5 — вкрапленность метакристаллов галенита, 6 — прожилки кварца, 7 — доломит-кальцитовые прожилки (доломиты типа "зебра"), 8 — друзовидный кальцит); 9 — мраморизация; 10 — ожелезнение

лизуются на флангах богатых рудных тел со стороны, противоположной их склонению. Эта закономерность, по-видимому, может служить косвенным признаком при определении склонения отдельных рудных тел. Необходимо также отметить, что интенсивность развития в околорудных ореолах выделений атраксолита заметно снижается по мере удаления от рудных тел, что необходимо учитывать при поисках промышленного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах.

На месторождениях сарданского типа широко проявлено ожелезнение вмещающих оруденение доломитов вследствие окисления рассеянной вкрапленности пирита и сфалерита с образованием псевдоморфоз лимонита и гидрогетита. Интенсивность ожелезнения нарастает при приближении к рудным зонам с промышленной минерализацией.

Важную роль в качестве минералогических поисковых критериев для месторождений этого типа приобретают структурно-текстурные особенности главных минералов, слагающих околорудные ореолы, — доломита и кальцита. Так, на флангах месторождений при удалении от промышленного свинцово-цинкового оруденения в доломитовых жилах появляются друзовидные обособления водяно-прозрачного кальцита, количество которых увеличивается по мере удаления от рудных зон. При этом отмечается интенсивная перекристаллизация метасоматических доломитов с образованием доломитовых мраморов. Мелкие зоны мраморизации уходят на значительные расстояния от рудных залежей, и их появление — крайне неблагоприятный признак при поисках свинцово-цинкового оруденения. Различия в геохимических особенностях карбонатов из рудных ореольных зон менее четко проявлены

на месторождениях данного типа. Наблюдается лишь некоторая тенденция к увеличению магнезиальности и железистости кальцита в надрудных ореолах на тех участках месторождения, где на глубине локально появляются пирит-сфалеритовые разности руд.

Зональность в строении ореолов на месторождениях рассмотренных выше промышленно-генетических типов в различной степени контрастна по составу околорудной минерализации, а также по типоморфным особенностям минералов, слагающих ореолы. Контрастность зональности в значительной степени определяется разнообразием состава промышленных типов руд в пределах каждого месторождения, что обусловлено спецификой рудоотложения на том или ином рудном объекте. Наибольшая дифференциация в проявлении скрытой минерально-геохимической зональности околорудных ореолов вызвана разностадийностью и разнотазовностью образования месторождений. При этом на состав нерудной составляющей ореолов оказывают влияние вмещающие породы, которые часто являются средой для выщелачивания и переотложения петрогенных элементов при воздействии на них рудообразующих растворов.

Минералогическое картирование околорудной минерализации на колчеданно-полиметаллических месторождениях позволяет наметить некоторые критерии оценки их промышленной значимости. Так, на мелких рудных объектах ореолы околорудной минерализации при довольно большой протяженности отличаются малоинтенсивной прожилково-вкрапленной минерализацией (менее 10 % объема вмещающих пород) и слабо выраженной зональностью строения. Для ореолов не характерна сульфидная минерализация, которая составляет менее 1 % объема нерудных прожилков. Проявление ореольной минерализации в пространстве иногда сопровождается интенсивной перекристаллизацией или выщелачиванием вмещающих пород (например, образованием зонок мраморизации в карбонатных толщах, появлением пустоток выщелачивания в различных по составу рудовмещающих породах, выполненных друзовидным кальцитом или кварцем). Скрытая минерально-геохимическая зональность ореолов не всегда устанавливается, а проявление ее, как правило, не контрастно — намечается лишь тенденция в изменении некоторых типоморфных особенностей минералов, слагающих ореолы.

Ореолы околорудной минерализации более крупных промышленных объектов отличаются контрастной зональностью строения. При этом их центральные зоны, вмещающие промышленные рудные тела, наряду с интенсивно проявленной нерудной минерализацией содержат постоянно рассеянную вкрапленность и прожилки сульфидов, состав которых соответствует основным минералам промышленных рудных залежей. Интенсивность околорудной минерализации таких зон резко возрастает по сравнению с периферическими, составляя более 30 % объема пород. Минерально-геохимическая зональность типична для околорудных

ореолов, а ее контрастность в значительной степени может определяться глубиной формирования месторождений [10].

## КАРТИРОВАНИЕ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

На золоторудных месторождениях анализ минералогических признаков как индикатора золотого оруденения был впервые проведен Н.В. Петровской в 1956 г. При дальнейших исследованиях в этом направлении основной акцент был сделан на изучение изменчивости типоморфных особенностей отдельных минералов рудных зон (пирита, арсенопирита, блеклых руд и т. д.), а из нерудных минералов — жильного кварца. Тектурные и структурные особенности рудного кварца из участков различной золотоносности, его терлюминесцентные и пьезоэлектрические свойства, поведение в инфракрасных лучах, газо-жидкие включения изучали Н.Б. Бархударян, А.М. Гребенчиков, Ю.С. Берман, Р.А. Еремин, Б.П. Воларович и В.М. Гришин.

В результате проведенных исследований были получены некоторые параметры, позволяющие выявить перспективные участки в отношении золотоносности. Однако для практического их применения необходим большой объем аналитических работ. Поэтому первостепенное значение приобретает минералогическое картирование ореолов нерудной жильковой минерализации, состав и последовательность формирования которой отражают специфику рудообразования на месторождениях золота. Анализ закономерностей сочетания в пространстве ореолов нерудной минерализации, их морфологических особенностей, интенсивности развития, а также временных соотношений с оруденением на объектах различных формационных типов дал возможность разработать ряд поисковых критериев и уточнить строение рудных зон, оценить их перспективность и в отдельных случаях наметить направление дальнейшей разведки.

На месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации, располагающихся в пределах интрузивного массива (роговообманково-биотитовые гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбродиориты, сопровождающиеся жильными образованиями — аплитами, пегматитами и т. д.), рудные зоны представляют собой линейно-вытянутый крутопадающий штокверк, ориентированный в северо-восточном направлении. Промышленные концентрации золота на месторождениях связаны с арсенопиритовой и висмутовой минерализацией, тесно ассоциирующей с жильным кварцем.

В пределах рудных зон месторождений и рудопроявлений золото-висмут-мышьякового минерального типа наблюдаются нерудные жилки различного состава — из калиевого полевого шпата, эпидота, турмалина, кварца, флюорита, карбоната. Формирование этой минерализации проходило в течение длительного периода рудообразования,

но основная масса ее отложилась в продуктивный золоторудный этап (табл. 9). Как показало минералогическое картирование (рис. 23), наиболее тесную связь с промышленным оруденением обнаруживают ореолы турмалинизации, окварцевания и флюоритизации. Ореолы эпидотизации и ранней калишпатизации, становление которых проходило в допродуктивный этап на фоне аутометасоматических и контактово-метасоматических преобразований вмещающих интрузивных пород, наиболее интенсивны на флангах месторождений и рудопроявлений. Эпидотизация обычно фиксируется в зонах повышенной тектонической проработки габброидных пород и часто сопровождается минерализацией пирит-халькопиритового состава, являющейся продуктом мобилизации меди и железа в процессе аутометасоматоза.

Ореолы калишпатизации локализуются вблизи маломощных даек гранитоидного состава, инъецирующих габброидные и диоритовые разности пород, и по времени образования близки к периоду становления даек. В случае пространственного совмещения промышленного оруденения с ореолами ранней калишпатизации последние играют двойную роль. В структурном отношении они благоприятны для локализации оруденения, но в то же время выступают в качестве экранов, что способствует образованию лишь серии мелких жилообразных и линзовидных рудных тел.

Продуктивный этап минерализации, в течение которого формировались штокверковые зоны золото-висмут-мышьякового состава, характеризуется развитием ореолов турмалинизации, окварцевания, карбонатизации и флюоритизации. Среди этих ореолов наибольший интерес представляет турмалиновая минерализация. Как известно, турмалин является довольно распространенным минералом на многих золоторудных объектах, что дало основание Е.Е. Захарову и А.А. Абдулаеву выделить формации золото-арсенопирит-турмалин-кварцевую в березитизированных интрузивных массивах и медно-золото-турмалиновую.

Турмалин предшествует отложению основной массы продуктивных минеральных ассоциаций руд (см. табл. 10); в рудную стадию отмечаются лишь малоинтенсивные явления переотложения турмалина предрудной стадии с возникновением маломощных, быстро выклинивающихся прожилков, секущих агрегаты арсенопирита. Многие исследователи (Г.М. Чеботарев, Н.В. Петровская и др.) считают, что турмалинизация может служить для ряда месторождений прямым поисковым критерием на золотое оруденение. В.И. Кузьмин обратил внимание на изменчивость типоморфных особенностей турмалина на месторождениях различного формационного типа, что также можно использовать в практике геолого-разведочных работ.

На изученных авторами объектах ореолы турмалинизации представляют собой крутопадающие линейные зоны, сложенные разноориентированными маломощными прожилками тонкозернистых агрегатов

Таблица 9

Последовательность формирования ореолов нерудной прожилковой минерализации на месторождениях золото-висмут-мышьякового минерального типа

Этап	Стадия	Состав *	Характерные особенности *	Количество, %
Дорудный	—	Кварц, карбонат, эпидот	Линзовидные и неправильной формы ореолы, приуроченные к породам габброидного состава, сложенные прожилками тонкозернистых скоплений эпидота в срастании с кварцем. Часто сопровождаются пирит-халькопиритовой минерализацией	15
		Турмалин	Пологозалегающие ореолы линзовидной формы, пространственно совмещенные с дайками кислого состава. Сложены гнездовыми обособлениями в виде турмалинового солнца	1
		Калишпат, кварц	Пологозалегающие и крутопадающие ореолы, тяготеющие к дайкам эплитовидного и пегматоидного облика, приуроченные к зоне контакта пород габброидного и гранодиоритового состава	15
Продуктивный (золоторудный)	Предрудная	Кварц, турмалин, пирит	Крутопадающие ореолы жило- и линзовидной формы, трансирующие рудные зоны, сложены штокверком маломощных прожилков кварц-турмалинового состава, тонкозернистой структуры, характерной черной окраски	25

Продуктивный (золоторудный)	Рудная (золото-сульфидно-кварцевая)	Кварц; кварц, сульфиды	Крутопадающие ореолы жило- и столбообразной формы, сложены штокверком тонкозернистых агрегатов кварца в тесной ассоциации с арсенопиритом. Кварц характерной серой окраски	25
	Пострудная	Кальцит, флюорит	Крутопадающие ореолы линзовидной формы, сложены прожилками кальцит-флюоритового состава. Кальцит характерной розовой, реже желтовато-белой окраски. Флюорит образует прожилки или гнездовые обособления зеленой и фиолетовой окраски. Сопровождают рудные тела	10
		Кварц, кальцит, серицит	Крутопадающие ореолы преимущественно линзовидной формы, приурочены к флангам рудных зон. Кварц характерной молочно-белой окраски.	10

\* Полужирным шрифтом выделены главные минералы парагенетических минеральных ассоциаций в ореолах, количественная роль которых в парагенетической ассоциации составляет не менее 50 %.

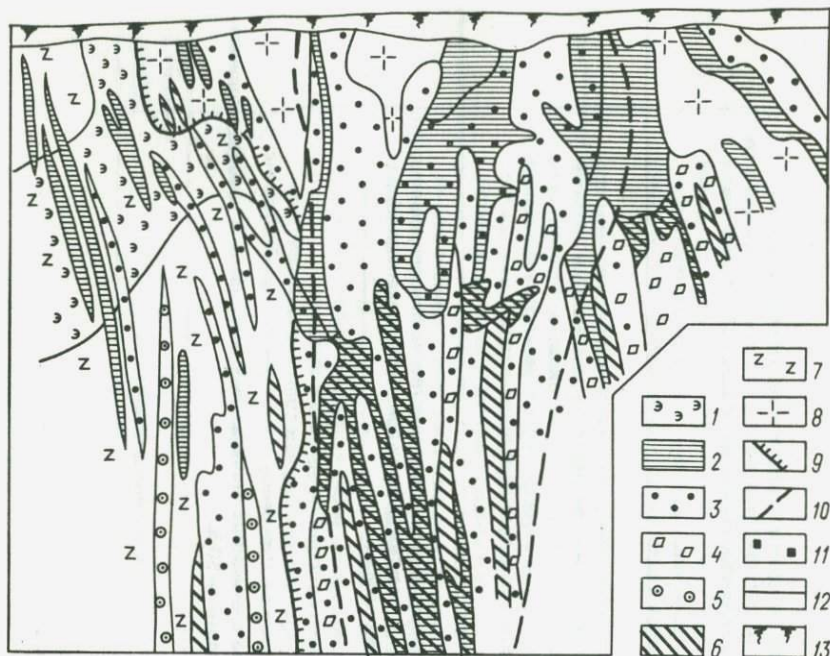


Рис. 23. Ореолы нерудной прожилковой минерализации на месторождении золото-сульфидно-кварцевой формации:

1 — минерализация дорудного этапа (эпидот); 2–6 — минерализация продуктивного золоторудного этапа (2 — турмалин, 3 — рудный кварц, 4 — кварц-карбонат, 5 — молочно-белый кварц, 6 — флюорит); 7, 8 — рудовмещающие породы (7 — габбродиориты, 8 — гранодиориты); 9 — контакт между породами различного состава; 10 — тектонические нарушения; 11 — пиритовая вкрапленность; 12 — вмещающие породы; 13 — кора выветривания

турмалина и кварца характерной черной окраски. Отмечается структурно-парагенетическая связь ореолов турмалинизации и рудоносного кварца.

Сравнение морфологических особенностей и интенсивности развития ореолов турмалиновой минерализации на объектах различной промышленной значимости показало существование определенных различий между ними. На месторождении с промышленным золотым оруденением отмечается значительная изменчивость морфологии ореолов турмалинизации как по падению, так и по простиранию рудных зон. Для верхних горизонтов при общей жилообразной форме ореолов характерны резкие раздувы в их мощности, что обусловлено развитием крутопадающих зон интенсивной трещиноватости в сочетании с пологозалегающими нарушениями. Впоследствии эти нарушения залечиваются кварц-турмалиновой минерализацией с образованием турмалиновых "шапок" в верх-

них частях рудной зоны. С глубиной последние переходят в серию крутопадающих жилообразных тел мощностью не более 20 м. Наибольшая изменчивость в морфологии ореолов турмалинизации отмечается в центральных частях рудных зон. На их флангах преимущественным развитием пользуются ореолы жилообразной формы, довольно выдержанные по мощности. В направлении от центральных частей рудных зон к их флангам интенсивность развития ореолов снижается (см. рис. 23). Изменяется она и по падению рудной зоны, составляя в ее верхних горизонтах 50 % объема рудовмещающих пород, а затем с глубиной уменьшается до 25 и 15 %. Интересно отметить, что к участкам наибольшей изменчивости и интенсивности развития ореолов турмалинизации в пределах месторождений золото-висмут-мышьякового типа приурочены рудные столбы. На объектах с бедным промышленным оруденением ореолы турмалинизации имеют жилообразную и линзовидную формы, выдержаны по простиранию и падению, кулисообразно сменяют друг друга по падению рудных зон. Интенсивность развития ореолов не меняется с глубиной и составляет только 15 %. По морфологическим особенностям и интенсивности развития ореолов турмалинизации участки с бедным оруденением сопоставимы с флангами или корневыми частями богатых рудных зон.

Ореолы кварца характерной серой окраски ("рудный" кварц), лежащие рудные зоны месторождений, неравномерно обогащенные арсенопиритом, минералами висмута и самородным золотом, пространственно совмещены с ореолами турмалинизации и являются более поздними образованиями по отношению к последним.

Морфологией ореолов рудного кварца в значительной степени определяется морфология рудных зон на месторождениях, и появление прожилков серого кварца с арсенопиритом является прямым поисковым критерием на золото-висмут-мышьяковом оруденении. В участках локализации рудных столбов мощность ореолов рудного кварца может достигать 400 м, сохраняясь на протяжении 300 м по падению рудной зоны. Далее с глубиной ореолы кварца расщепляются на серию субпараллельных крутопадающих жилобразной формы мощностью не более 20 м каждая. На флангах богатых рудных столбов ореолы окварцевания представлены серий маломощных (не более 40 м) линейных зон, вытянутых на глубину.

На объектах с бедной промышленной минерализацией ореолы рудного кварца не пользуются повсеместным распространением; чаще всего они имеют линзовидную форму и быстро выклиниваются с глубиной (мощность не превышает 5 м). Морфологически ореолы окварцевания повторяют форму ореолов турмалинизации, наложены на них и практически не распределяются за пределы последних.

Если на объектах с богатым оруденением ореолы рудного кварца представлены штокверком разноориентированных прожилков, то на участках с бедной рудной минерализацией они образованы его гнез-

довыми и пятнистыми обособлениями, крайне неравномерно распределенными в пределах ореольных зон.

В целом необходимо отметить изменчивость интенсивности окварцевания на рудных объектах различной промышленной значимости: на крупных месторождениях ореолы окварцевания составляют 85 %, а на мелких — менее 10 %.

Наряду с описанными выше ореолами рудного кварца на изученных объектах локально проявлены ореолы кварца характерной молочно-белой окраски, являющегося пострудным образованием. Прожилки такого кварца наложены на продуктивные минеральные ассоциации рудных зон, занимая отчетливо *секущее положение по отношению к ним* и являясь более поздними относительно пострудных кальцит-флюоритовых прожилков (см. табл. 9). Наибольшее распространение ореолы молочно-белого кварца получают на флангах богатых рудных зон, на выклинивании отдельных рудных тел, а также на флангах месторождений. От промышленного оруденения эти ореолы могут уходить на расстояние до 400 м. Они представлены серией кулисообразно расположенных линз и характеризуются довольно выдержанной мощностью (не более 10 м). Интенсивность развития ореолов молочно-белого кварца в пределах центральных частей рудных зон составляет менее 5 %, достигая на их флангах 20 % (рис. 24). Наличие ореолов молочно-белого кварца — благоприятный признак для выявления промышленного оруденения, а интенсивность их развития может косвенно указывать на положение рудных зон и тел в пространстве.

Ореолы флюорита, формирование которых также относится к заключительным стадиям рудного процесса (см. табл. 9), локализируются вблизи рудных зон, сопровождая отдельные рудные тела, и в отличие от ореолов молочно-белого кварца тяготеют к зонам промышленного оруденения (см. рис. 23). Пространственно ореолы флюорита сопровождают ореолы турмалинизации, иногда на них наложены, но в отличие от последних не образуют протяженных зон, быстро выклиниваются и изменчивы в морфологии. Наибольшее распространение ореолов флюорита характерно для корневых частей отдельных рудных столбов, где интенсивность развития ореолов составляет 30 % объема вмещающих пород (см. рис. 23). На объектах с бедной рудной минерализацией ореолы флюорита отсутствуют или интенсивность их проявления составляет только 5 %.

Появление ореолов флюорита свидетельствует о близком залегании золотого оруденения, а высокая интенсивность их развития может указывать на наличие рудных столбов. Н.П. Варгунина и другие исследователи неоднократно обращали внимание на присутствие значительных количеств флюорита в рудных столбах месторождений других формационных типов, что объяснялось высокой активностью фтора, участвующего в переносе рудного вещества.

При оценке перспективности того или иного участка по результатам

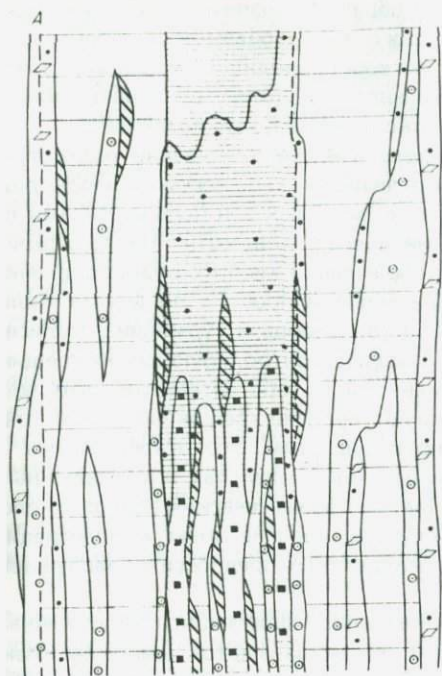
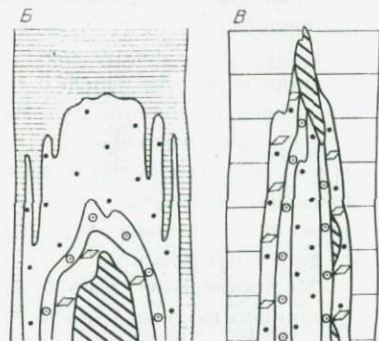


Рис. 24. Схема зональности ореолов нерудной минерализации в рудных зонах месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации:

А — общая схема зональности на месторождениях; Б, В — фрагменты вертикальной зональности в рудных зонах различной промышленной значимости (Б — обратная зональность, типичная для рудных зон с богатым оруденением, В — прямая зональность, типичная для рудных зон с бедным оруденением). Условные обозначения см. на рис. 23



минералогического картирования необходимо использовать информацию не только по мономинеральным ореолам, но и по их парагенным ассоциациям.

Ореолы турмалинизации, окварцевания и флюоритизации закономерно сочетаются в пространстве друг с другом, образуя определенную зональность. Анализ ее элементов с сопоставлением зональности на месторождениях, рудопоявлениях и отдельных рудных телах может определить направление дальнейших поисково-оценочных работ.

На изученных объектах в распределении ореолов нерудной минерализации выявлена вертикальная зональность, характер которой изменяется от флангов месторождения с мелкими промышленными рудными телами к его центральным частям, где локализуется богатый рудный штокверк. Так, на флангах месторождения по мере приближения к поверхности ореолы рудного кварца последовательно сменяются ореолами флюорита, а затем молочно-белого кварца (прямая полиасцендентная зональность, см. рис. 24). В рудных зонах центральной части месторождения характер зональности изменяется. В корневых частях рудной зоны широкое развитие получают ореолы флюорита, которые при приближении к поверхности последовательно сменяются ореолами рудного кварца, а затем турмалина (обратная полиасцендентная зональность,

см. рис. 24, А). Турмалин при этом образует "шапки", перекрывающие рудные скопления. Образование этого типа зональности объясняется последовательным залечиванием растворопроводящих каналов в зонах интенсивного развития гидротермального процесса при экранирующем воздействии ранних продуктов по отношению к более поздним.

Следует отметить, что в морфологическом отношении рудосопро-  
вождающие прожилковые ореолы отличаются сложностью и неоднород-  
ностью, выражающейся в частой смене линейных зон неправильными по  
форме штокверками резко изменяющейся мощности. На периферии  
рудоносных структур, а также в обрамлении мелких рудопоявлений  
господствуют относительно выдержанные и простые по форме жило-  
и линзовидные группировки прожилков кварца и турмалина, кулисно  
распределенные по простиранию и падению контролирующих их трещин-  
ных структур. Заслуживает внимание и то обстоятельство, что про-  
жилковые ореолы нередко трассируют пологие трещинные структуры,  
способные выполнять рудозкранирующую роль. Это относится как к  
близко одновременным с оруденением минералам, так и к оторванным  
от него во времени образованиям (автометасоматический эпидот, около-  
даймовый калишпат). Во всех случаях пологие зоны концентрации  
прожилков при наличии других благоприятных предпосылок заслужива-  
ют детальных поисков.

Месторождения золото-адуляр-кварцевой формации, приуроченные  
к вулканогенно-осадочным толщам, характеризуются широким спек-  
тром ореольной нерудной минерализации, контрастность которой в зна-  
чительной степени определяется условиями их формирования и при-  
надлежностью рудных объектов к тому или иному минеральному типу.  
Ниже рассмотрены особенности строения минеральных ореолов на мес-  
торождении, относящемся к золото-сульфидно-кварцевому (с теллури-  
дами) минеральному типу. Промышленное оруденение на данном объек-  
те локализуется в разрезе вулканитов  $S_{1-2}$  (андезитовые и андезит-  
дацитовые порфириды, их туфы, лавобрекчии). Рудные зоны представ-  
ляют собой пространственно сближенные жильные тела, иногда линей-  
ные штокверки, которые контролируются крутопадающими и полого-  
залегающими разломами субмеридионального и субширотного проти-  
рания, а также отдельными крутопадающими телами трубчатой формы.

На месторождении широко развита нерудная минерализация кварце-  
вого, карбонатного и баритового состава, образующая маломощные  
(не более 1 см) прожилки и реже жильные тела мощностью 20–30 см.  
Обычно в пределах рудных зон роль нерудных прожилков невелика  
(не более 5 %) с локальными сгущениями до 20 %. Минералогическое  
картирование ореолов нерудной минерализации в пределах рудных  
зон показало, что морфологически ореолы подчиняются общему струк-  
турному плану строения отдельных рудных зон (полого- и крутопадаю-  
щих) и характеризуются как широким объемным замещением вмещаю-  
щих пород, так и узко локальным распространением (вдоль отдельных  
разрывов).

Согласно представлениям Э.А. Марковой, В.А. Коваленкера и других, формирование кварцевой, карбонатной и баритовой минерализации происходило в рудный этап. При этом значительная часть прожилков была завершающей в процессе рудообразования на месторождении (поздний кварц-карбонат-баритовый комплекс, по Э.А. Марковой).

Картирование ореолов нерудной минерализации в масштабе 1:5000 для рудных зон и 1:500 для отдельных рудных тел (рис. 25) позволило выявить особенности строения висячего и лежачего боков рудоносных зон и рудных тел и по положению ореолов нерудной минерализации выработать критерии, указывающие на приближение к скрытым рудным зонам по латерали.

Необходимо отметить, что в массе прожилковых невообразований наибольшее разнообразие морфологических типов свойственно кварцевой минерализации. Наряду с широко распространенными мелкозернистыми агрегатами молочно-белого кварца наблюдаются его друзовидные обособления, а также опало- и яшмовидные разности характерной серой и сургучно-красной окраски. Наибольшая изменчивость кварцевых прожилков отмечается в центральных частях рудных зон, вмещающих промышленное оруденение.

В пределах крутопадающих рудных зон ореолы нерудной минерализации наиболее интенсивно проявлены в лежачем боку, уходя от промышленного оруденения на расстояние от 250 м, в висячем боку они распространены не более чем на 150 м. В строении ореолов нерудной минерализации лежачего и висячего боков по отношению к оруденению отмечаются элементы асимметричной зональности. Это выражается в следующем: ореолы кварца, сопровождающие оруденение (центральная зона) и сложенные его различными модификациями (от опало- и друзовидного до агрегатов различной зернистости — зона "максимальной изменчивости рудного кварца"), в лежачем боку последовательно сменяются ореолами карбонат-кварцевых (соотношение кварца к карбонату 1:1, 2:1), карбонат-кварц-баритовых (соотношение карбонат + кварц к бариту примерно 1:1), кварц-карбонатных и существенно карбонатных (соотношение кварца к карбонату 1:2 и более) прожилков.

В висячем боку рудной зоны при аналогичной тенденции пространственного размещения ореолов нерудной минерализации относительно ее центральной части (зона максимальной изменчивости рудного кварца) практически отсутствуют или слабо проявлены ореолы баритовых прожилков, но типичны локальные ореолы друзовидного кварца с рассеянной сульфидной минерализацией (см. рис. 25, а). Последние локализируются вблизи промышленного оруденения, распространяясь от него не более чем на 100 м.

Для пологозалегающих рудных зон (см. рис. 25, б) в целом сохраняется аналогичная зональность ореолов нерудной минерализации,

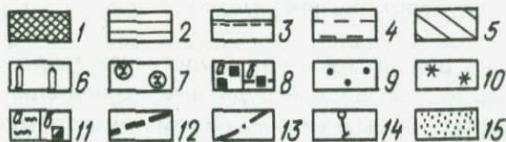
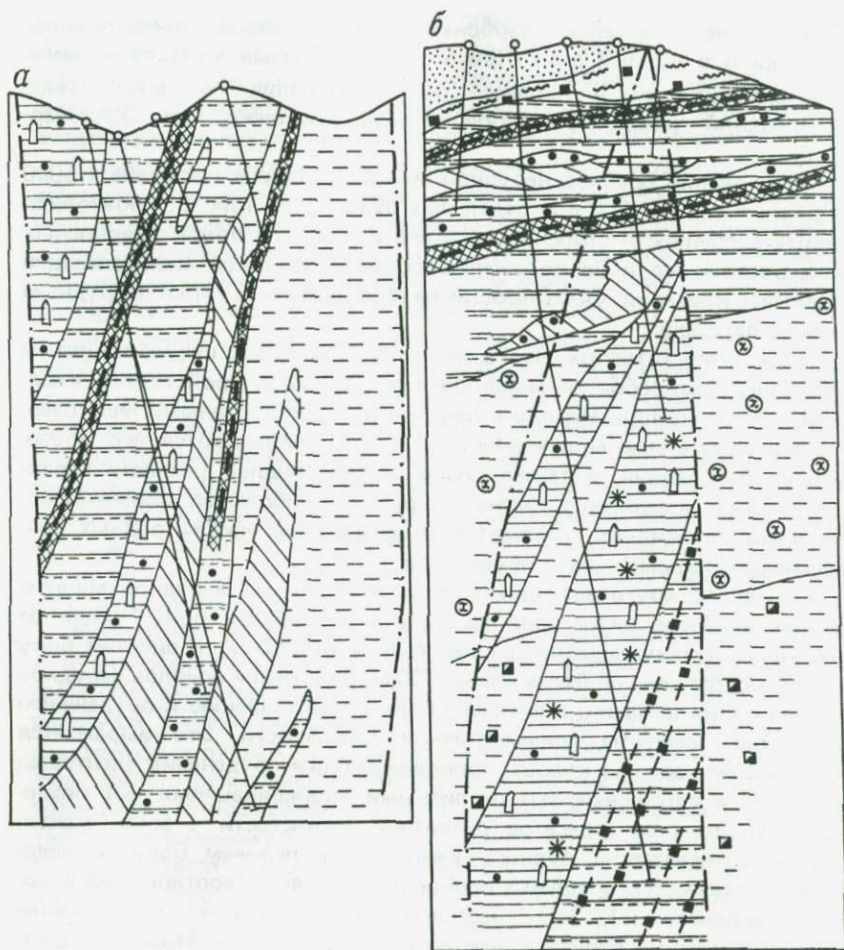


Рис. 25. Строение рудных зон в разрезе месторождения золото-адуляр-кварцевой формации:

1 — ореолы максимальной изменчивости структурных разновидностей кварца, сопровождающих промышленное оруденение — интенсивность развития кварца в ореоле более 50 % объема вмещающих пород; 2–5 — ореолы нерудной минерализации различного состава — интенсивность развития прожилков в пределах

но сравнительно меньшей контрастности, что обусловлено невыдержанностью в пространстве ореолов баритовых прожилков вплоть до их полного исчезновения и меньшей дифференциацией ореолов кварцевого и карбонатного состава (по соотношениям кварца к карбонату в пределах ореолов).

В лежачем боку рудной зоны ореолы нерудной минерализации могут распространяться на расстояние до 500 м, при этом по мере удаления от промышленного оруденения отмечается последовательная смена парагенезисов различного состава (см. рис. 25, б).

Ореолы максимальной изменчивости кварца, вмещающие промышленное оруденение, сменяются ореолами карбонат-кварцевых (отношение кварца к карбонату 2:1), кварц-карбонатных (отношение 1:2), существенно карбонатных, карбонатных с гнездами и просечками хлорита, карбонатных с гематитом прожилков. Появление прожилков карбоната с хлоритом и гематитом в значительной степени определяется составом интенсивно пропилитизированных разностей вмещающих пород. В последних, очевидно, происходило интенсивное перераспределение железа под влиянием гидротермальных растворов, отличающихся значительной изменчивостью окислительно-восстановительного потенциала.

Висячий бок пологозалегающих рудных зон характеризуется преимущественным развитием ореолов кварц-карбонатного состава с общей тенденцией возрастания карбонатной составляющей в пределах ореолов по мере удаления от промышленного оруденения. В пределах ореолов висячего бока обязательным минералом является пирит, морфологические особенности которого изменчивы в пространстве. Вблизи рудных тел отмечаются прожилки, просечки пирита, сменяющиеся к периферии его вкрапленными разностями от кубического до пентагондодекаэдрического габитуса и далее равномерно рассеянной кубической вкрапленностью (см. рис. 25, б). Ореолы кварц-карбонатного состава с пиритовой минерализацией в висячем боку пологих рудных зон распространяются от промышленного оруденения на расстояние до 150 м.

При сочленении крутопадающих и пологозалегающих рудных зон, вмещающих промышленное оруденение, наблюдается переход пологозалегающих ореолов нерудной минерализации в крутопадающие без изменения их состава, что свидетельствует о примерно одновременном образовании промышленного оруденения, в различных структурных

---

ореолов не более 5 % объема вмещающих пород (2 — карбонат-кварцевого, 3 — кварц-карбонатного, 4 — карбонатного, иногда с включениями хлорита, 5 — кварц-карбонат-баритового), 6, 7 — ореолы локального распространения (6 — друзовидного кварца, 7 — хлорита); 8–12 — ореолы рассеянной сульфидной минерализации (8 — пирит (а — равномернозернистая вкрапленность, б — прожилки, просечки), 9 — галенит, халькопирит (гнезда, вкрапленность), 10 — сфалерит (вкрапленность); 11 — минералы зоны окисления: а — гидроокислы железа, б — гематит (просечки, прожилки)); 12 — оруденение золото-серебро-теллуридного состава; 13 — тектонические нарушения; 14 — скважина; 15 — четвертичные отложения

обстановках. Кроме того, пологозалегающие рудные зоны могут быть экраном для крутопадающих слепых рудных зон (см. рис. 25, б). В этом случае обычная зональность в размещении ореолов нерудной минерализации лежачего бока пологих рудных зон может усложняться появлением локальных ореолов друзовидного кварца с вкрапленностью галенита и халькопирита, а иногда и флюорита. Такие ореолы, как установлено авторами, трассируют крутопадающие структуры и, по-видимому, могут косвенно указывать на наличие скрытого промышленного оруденения.

Картирование ореолов нерудной минерализации, сопровождающих отдельные полого- и крутозалегающие рудные тела, подтвердило в общих чертах наличие установленной для рудных зон зональности в пространственном размещении ореолов. При этом пологие структуры, вмещающие рудные тела, выступают в качестве экранов для крутопадающих рудных тел. В надэкранном пространстве последние фиксируются по появлению локальных крутопадающих ореолов друзовидного кварца и барита.

Анализ материала, полученного авторами при изучении закономерностей пространственного размещения ореольной нерудной минерализации в пределах рудных зон различного залегания, позволил выявить критерии приближения к скрытой рудной залежи по латерали. При этом надо обратить внимание на то, что ореолы друзовидного кварца локализируются преимущественно в висячем боку рудных зон, а ореолы баритовых прожилков – в лежачем.

Месторождения золото-сульфидной формации, приуроченные к терригенным толщам с широким развитием углеродсодержащих пород ("черносланцевая", или золото-углеродисто-сульфидная, формация), характеризуются довольно однообразным составом ореольной нерудной минерализации, где основными минералами являются кварц и карбонаты (от кальцита до сидерита). Изучение характера распределения окolorудной прожилковой минерализации на ряде рудных объектов позволило наметить определенные закономерности в пространственном размещении ореолов по мере приближения к рудным телам по латерали и вертикали. В пределах рудного поля рудовмещающая пачка пород представлена тонким переслаиванием углисто-известковистых алевролитов, алевропелитов, песчаников и гравелитов. Рудные тела лентообразной и линзовидной формы, представленные прожилково-вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией, оконтуриваются по данным опробования; они приурочены к зоне субширотного надвига, являющегося основной рудоконтролирующей структурой.

На изученных объектах прожилковая нерудная минерализация образовалась в дорудный и рудный этапы становления месторождения в процессе диагенетических и гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород. Состав окolorудных прожилков изменяется направленно во времени и пространстве; существенно карбонат-

ные "диагенетические" прожилки сменяются существенно кварцевыми (синрудными) с варьирующей ролью карбоната, который в большинстве случаев является продуктом переотложения его ранних генераций.

Наиболее широко ореолы дорудных диагенетических карбонатных прожилков (отношение кварца к карбонату примерно 1:3) проявлены в висячем боку рудных зон (выше надвиговой толщи), локализуясь в пачке грубопереслаивающихся известковистых песчаников с углесто-глинистыми алевролитами (рис. 26). Такие ореолы уходят на расстояние до 400 м от промышленного оруденения, ориентированы согласно

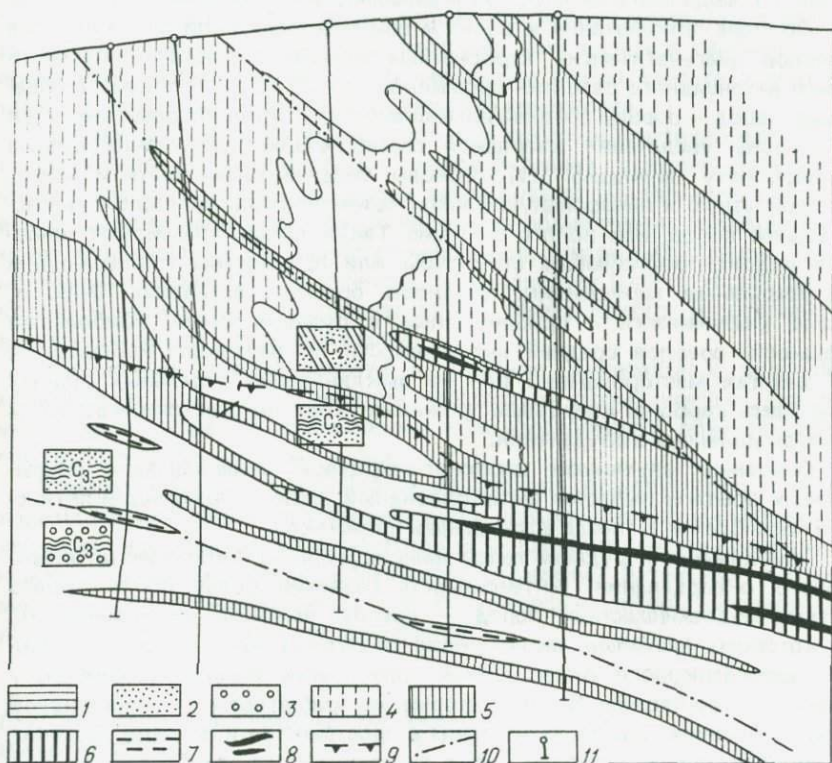


Рис. 26. Пространственное размещение ореолов нерудной минерализации на месторождении вкрапленной золото-сульфидной формации:

1 — углестые алевролиты; 2 — известковистые песчаники; 3 — гравелиты, конгломераты; 4—6 — ореолы прожилковой нерудной минерализации (4 — существенно карбонатные, кварц-карбонатные "низкой интенсивности" развития, 5 — карбонат-кварцевые "средней интенсивности" развития, 6 — существенно кварцевые "высокой интенсивности" развития); 7 — участки интенсивной графитизации вмещающих пород; 8 — рудные тела; 9 — надвиг; 10 — другие тектонические нарушения; 11 — скважины. С<sub>2</sub> и С<sub>3</sub> — средне- и верхнекаменноугольные отложения

слоистости вмещающих пород и представляют собой объемное замещение прослоев известковистых песчаников серией волосовидных карбонатных прожилков с прямолинейными контактами. Прожилки развиты неравномерно со сгущением на участках проявления консидаментационных макро- и микротрещин. В пределах ореолов интенсивность развития прожилков не превышает 2 % объема пород (ореолы малой интенсивности). Породы, вмещающие ореолы диагенетических кварц-карбонатных прожилков, постоянно содержат рассеянную вкрапленность глобулярного пирита с локальной перекристаллизацией его в метаколлоидные агрегаты, чаще всего тяготеющие к зальбандам карбонатных прожилков.

По мере приближения к рудным зонам в надрудной пачке на фоне ореолов "диагенетических" карбонатных прожилков появляются участки более интенсивного развития прожилков (от 10 до 20 % объема вмещающих пород — ореолы средней интенсивности), состав которых меняется в сторону увеличения кварцевой составляющей (отношение кварца к карбонату примерно 1:1). Ореолы средней интенсивности имеют жилообразную и линзовидную формы, ориентированы согласно с напластованием пород, или полого секущие. Такие ореолы трассируют основные рудоконтролирующие структуры или приурочены к оперяющим их разрывным нарушениям. Мощность ореолов составляет 10—80 м, резко увеличиваясь с приближением к рудным зонам. Наибольшая мощность ореолов средней интенсивности по вертикали наблюдается на флангах месторождений или на выклинивании отдельных рудных зон. Здесь карбонат-кварцевые прожилки уходят на расстояние до 500 м от промышленного оруденения.

Основным спутником карбонат-кварцевой минерализации описываемых ореолов является метаколлоидный пирит, образующий пятнистые обособления и гнезда в зальбандах прожилков.

Приближение к рудным телам фиксируется по появлению штокверкового окварцевания (интенсивность развития более 50 % общего объема рудовмещающих пород — ореолы высокой интенсивности), по которому визуальнo оконтуриваются рудные зоны. Мощность ореолов штокверкового окварцевания (отношение кварца к карбонату равно 3:1) составляет 5—30 м, форма их приближается к линзовидной и жилообразной, они не выдержаны в пространстве и по мере удаления от рудных тел по латерали резко выклиниваются, распадаясь на ряд кулис. В лежачем и висячем боках рудных тел ореолы высокой интенсивности распространяются на расстояние не более 10 м.

Анализ данных по минералогическому картированию на рудных объектах "черносланцевой" формации позволил выявить наличие определенных закономерностей в размещении околорудной прожилковой минерализации: 1) по вертикали, по мере приближения к рудным зонам, отмечается последовательная смена ореолов карбонатных и кварцевых прожилков различной интенсивности развития (от малоинтенсивных — "диагенетических" к средне- и высокоинтенсивным — "гидротермально-

метасоматическим”) с общей тенденцией возрастания кварцевой составляющей в прожилках, слагающих ореолы (отношение кварца к карбонату примерно  $1:3 \rightarrow 1:1 \rightarrow 3:1$ ; 2) по латерали (в пределах рудных зон) при аналогичной схеме зональности не представлены ореолы “диагенетических” прожилков, а на выклинивании рудных зон появляется значительное количество антраксолита и графитизированного углистого вещества (см. рис. 26).

Поскольку карбонат является сквозным минералом в рассмотренных выше ореолах, а на изученных объектах установлено, что промышленное оруденение приурочено к прослоям пород с повышенной железистостью породообразующего карбоната (сидерит-анкерит), необходимо проанализировать характер распределения железа в карбонатных прожилках. Содержание железа в карбонатах может явиться дополнительным поисковым критерием на скрытое оруденение.

Изложенный нами материал получен в процессе минералогического картирования на золоторудных месторождениях ореолов нерудной минерализации и основан на анализе закономерностей сочетания ореолов в пространстве чаще всего без привлечения более точных методик изучения типоморфных особенностей минералов, слагающих ореолы. Применяемый авторами метод является лишь одной из многих частей поисковой минералогии, прогрессивного и эффективного направления, возрождающегося в последние годы.

Выявленные закономерности в строении минеральных ореолов, характерные для месторождений некоторых формационных типов, могут быть с успехом использованы и на золоторудных объектах других геолого-промышленных типов.

Минералогическое картирование на рудных объектах должно проводиться в комплексе с геохимическими и петрографическими методами изучения околорудных метасоматитов. Это позволит создать поисковые минералого-геохимические модели месторождений различных формационных типов, необходимые для более эффективного направления поисковых работ на скрытое оруденение.

## **ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ МИНЕРАЛОГИИ**

Ниже рассмотрены примеры разнообразных минералогических исследований околорудных ореолов, дающих важную научную и практическую информацию. Подавляющее большинство таких исследований относится к сульфидным месторождениям. При этом особое внимание уделено пириту — главному носителю элементов-индикаторов, полупроводниковому геохимическому коллектору с уникальными свойствами.

1. В.Ф. Заря в 1980 г. на примере Никитовского ртутного рудного

поля установил вертикальную, независимую от слоисто-складчатой структуры месторождения зональность в распределении слоистых силикатов в околорудных метасоматитах (снизу вверх): хлорит → тосудит → диккит. На ее основе оказалось возможным определять уровень эрозионного среза рудного поля в его различных частях.

2. Е.В. Розова и А.М. Гаврилов в 1970 г. на основе электрических свойств пирита выделили три его разновидности: осадочно-метаморфогенный (I), краевых частей рудных зон (II) и пирит центральных участков рудных зон (III). Оказалось, например, что термоздс осадочно-метаморфогенных ("фоновых") пиритов меняется в зависимости от близости к рудным зонам вследствие их преобразования при формировании околорудных метасоматитов.

3. Л.А. Зырянов и В.М. Чекалин в 1976 г. выделили на Таловском колчеданном месторождении (Рудный Алтай) в пределах рудовмещающей толщи ореолы рассеянной полиметаллической минерализации и более широкие ореолы пиритизации. По всяческому боку ореолы пиритизации продолжаются на 200–300 м, а по лежачему — на 100 м, вертикальная амплитуда ореола составляет 400–500 м (иногда до 700 м), были установлены три типа ореолов пиритизации, последовательно накладыющихся друг на друга.

4. Г.И. Князев в 1974 г. на Никитовском ртутном месторождении на основе изучения электрофизических свойств пиритов выделил пириты дорудные (I, II), внутрирудные (III) и послерудные (IV) по отношению к продуктивной киноварной стадии. Это позволило диагностировать продуктивную стадию и в том случае, когда киноварь не видна даже в шлифах.

5. На Тишинском колчеданном месторождении (Рудный Алтай) О.М. Чирко в 1973 г. установил, что характерной особенностью геохимических ореолов элементов-индикаторов в пиритах, в отличие от коренных пород, является их большая интенсивность — содержание элементов в пиритах, как правило, на порядок выше, чем в соответствующей пробе коренных пород, что позволяет проследить ореолы таких элементов, как серебро, висмут и мышьяк. Максимальные содержания элементов и продуктивности ореолов в пиритах приурочены к флангам месторождения, а не к центральным частям рудного поля. В центральной части месторождения высокие содержания элементов-индикаторов зафиксированы лишь в непосредственной близости к рудам в пиритах III и IV генераций.

Эту же особенность подчеркивает и И.В. Проценко, который указывал, что наиболее контрастно зональное распределение элементов относительно рудных тел устанавливается в пирите. В нем элементами-индикаторами зональности являются мышьяк, сурьма, цинк, галлий, из которых мышьяк и сурьма характеризуются повышенными содержаниями в надрудном пирите, а цинк и галлий — в подрудном (Никитовское ртутное поле в Донбассе).

6. Чувствительным индикатором расчленения околорудного пространства является политипия калиевых гидрослюдов. Для ряда медно-колчеданных неметаморфизованных месторождений установлено закономерное распределение политипов (рис. 27): от полиטיפа 1М на периферии ореолов, через  $1М + 2М_1$  в околорудном пространстве, до  $2М_1 + 2М_2$  в рудном интервале. Подобная зональность описана М.М. Аракелянцем, Р.Г. Мхитаряном, М.С. Азизбекяном, В.Л. и О.В. Русиновыми и другими исследователями. Согласно С. Иодеру и М.А. Ратеву, политип 1М характерен для относительно низкотемпературных ( $200-300^\circ\text{C}$ ) стабильных условий минералообразования; а политип  $2М_1$  — для более высоких температур ( $350-500^\circ\text{C}$ ).

7. В настоящее время получена важная информация о динамике роста ореольной вкрапленности пирита, его рудолокализирующих функциях, кристалломорфологии, индикаторных примесях, положении в зональной колонке оруденения, диагностике продуктивных рудных ассоциаций и др. Ниже мы перечислим некоторые из этих исследований: А.М. Мыслик выделяет две группы пиритов — золотосодержащих и незолотоносных; П.И. Полторыхин в 1971 г. отметил, что пирит является наиболее распространенным (сквозным для всех стадий минерализации) рудным минералом всех золоторудных месторождений, основным геохимическим индикатором, сорбентом, концентратором и носителем главных элементов оруденения, в нем наиболее четко отражены все геохимические особенности района, участка конкретной залежи и глубины эрозионного среза. Ю.П. Бельков в 1971 г. для колчеданного месторождения Весеннее (Южный Урал) установил, что в надрудных ореолах в пирите отношение цинка к мышьяку составляет  $0,03-3$ , а в подруд-

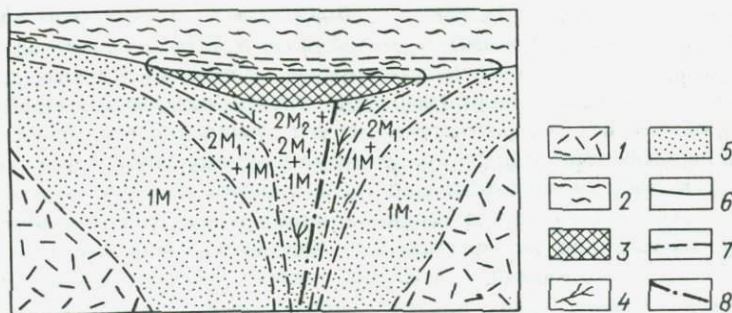


Рис. 27. Схема зонального распространения политипных модификаций калиевых слюдов в околорудных породах месторождений Восточный Учинотаи и Мацумине (Япония) [33]:

1 — слабоизмененные риолиты; 2 — аргиллиты; 3 — массивная сульфидная залежь; 4 — прожилково-вкрапленное оруденение; 5 — околорудные метасоматиты; 6 — литологические границы; 7 — границы метасоматических зон; 8 — разрывное нарушение. 1М;  $2М_1$ ;  $2М_2$  — модификации слюд

ном — 40—125. Б.В. Чесноков и В.И. Попова в 1971 г. выявили эволюцию кристаллических форм, рост околожильной вкрапленности, соотношение степени дробления пирита и его кристалломорфологической зональности с золотоносностью. Г.Н. Пшеничный и И.А. Андриянова в 1972 г. установили на колчеданных месторождениях Южного Урала характерную изоморфную примесь селена и теллура в ореольном пирите. В.И. Красников и В.А. Фаворов в 1972 г. подметили, что на золоторудных месторождениях многих типов наблюдается закономерное изменение с глубиной дырочной проводимости пирита на смешанную (средний уровень) и далее на электронную (корневые части месторождений). В.И. Красников и В.А. Суматохин в 1973 г. на Ново-Широкином месторождении в Забайкалье обнаружили, что верхняя граница полиметаллических руд отмечается пиритом дырочной проводимости, а нижняя — электронной. В.А. Буряк и Т.П. Вольнец для Восточной Сибири отмечают связь золотоносности пирита с содержанием в нем никеля и кобальта. И.В. Проценко в 1975 г. установил, что на ртутных месторождениях содержание мышьяка в надрудном пирите составляет 28—93 г/т, а в подрудных — 0,8—3,6 г/т, индикаторное отношение (мышьяк · сурьма) / (цинк · галлий) = 655 (надрудные пириты) и 0,16 (подрудные), т. е. коэффициент контрастности равен 4093 (!). Л.А. Логинова, Г.Н. Засухин в 1976 г. отметили на золото-сульфидных месторождениях Урала, что пирит — основной осадитель золота, пириты внутренней околорудной зоны обогащены золотом, мышьяком (0,3—1 %), марганцем и медью (0,1—1 %), этот пирит отличается от пиритов чисто колчеданных месторождений — в нем отношения кобальта к никелю менее 1, золота к серебру более 1, а отношение произведений (медь · цинк · свинец · барий · серебро) / (мышьяк · никель · кобальт · марганец · титан) менее 1, медь накапливается в пирите в близрудных и надрудных частях, а цинк — в надрудных частях. И.А. Богуш в 1976 г. на колчеданных месторождениях Урупо-Лабинского района (Северный Кавказ) статистическими замерами микротвердости пирита подтвердил выделение последовательных морфогенетических его разновидностей: реликтовые агрегаты мельниковита, пириты вулканогенно-осадочной стадии, метасоматической и метаморфогенной. Он отметил прямую зависимость между увеличением микротвердости пирита и возрастанием метаморфизма вмещающих вулканитов. В.Ф. Балдин и другие исследователи в 1977 г. на колчеданных месторождениях Домбаровского рудного района на Южном Урале отмечают, что элементы-примеси в пиритах, вкрапленных в различных вулканогенных породах, отражают геохимические особенности последних и указывают на мобилизацию из них некоторых элементов. А.Я. Пшеничкин и А.Ф. Коробейников в 1977 г. отметили для золото-серебряных месторождений Сибири и Дальнего Востока, что ранние высокотемпературные пириты содержат молибден, олово, висмут, мышьяк и кобальт, а низкотемпературные — сурьму, ртуть, медь и барий. В пиритах продуктивных ассоциаций максимально

3634

количество рудогенных элементов — кобальта, висмута, меди, мышьяка, золота, сурьмы и серебра, в метакристаллах пирита в околорудных метасоматитах концентрация этих элементов резко сокращается, за исключением "ассимилированных" элементов — никеля, кобальта, титана. Микротвердость уменьшается от ранних ассоциаций к поздним и увеличивается сверху вниз. По преобладанию пиритов с дырочной или электронной проводимостью можно судить об уровне эрозионного среза. По данным Е.З. Мещанинова, в золоторудном месторождении Средней Азии максимальное содержание золота, серебра, свинца и цинка установлено в пиритах из рудных тел, мышьяка и сурьмы — в пиритах из околорудных метасоматитов, меди, висмута, кобальта и никеля — в пиритах пропильтизированных пород. В.С. Монахов в кварцевожильных золотоносных метасоматитах Украины статистически выделяет пириты по термоэдс (мкВ/градус): от + 270 до + 400 (дырочный тип проводимости) — внутренние зоны пропильтов и березитов; от — 150 до — 200 — пириты внешних зон; от — 14 до + 230 — пириты кварцевожильных золотоносных зон. По мере приближения к этим зонам сокращается количество вкрапленников, возрастает их размер (до 0,8 см).

## ГЛАВА 4

### ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЫ КАК ТВЕРДОФАЗОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

Помимо водных геохимических барьеров существует специфический *класс твердофазовых, или минеральных, барьеров*. При взаимодействии с ними резко меняются свойства рудотранспортирующих гидротерм и происходит вынужденное рудоотложение. Как правило, труднорастворимые минералы осаждаются в результате реакции "раствор — порода".

Приведем некоторые примеры твердофазовых, минеральных барьеров, понимая под ними не только минеральный тип горных пород, но и геохимические процессы, влияющие на осаждение рудного минерала. На одном и том же субстрате могут действовать разные механизмы.

1. *Богатые слабыми основаниями (кальцием, магнием, железом, марганцем) мономинеральные силикатные породы или породы типа габбро, амфиболитов и известковых скарнов*. В этой среде осаждаются и накапливаются калий и редкие щелочные металлы — цезий, литий, рубидий (орезолы около гранитных пегматитов), вольфрам (вольфраматы типа шеелита  $\text{CaWO}_4$ , жильные гидротермальные месторождения типа Кти-Тиберда на Кавказе, шеелитовые скарны Майхуры в Средней Азии), и т. п. В.А. Жариков преимущественную приуроченность оруде-

нения к пироксенам скарнов объяснял хорошей растворимостью пироксена в кислых растворах и нейтрализующим действием кальция, магния и железа, извлекаемых из пироксена, на состав рудоносных гидротерм.

А.Е. Лисицин в 1982 г. подчеркнул, что масштабы проявления скарнов во многом определяют степень развития в них оруденения.

2. Известняки как осадители и вмещающие породы свинцово-цинковых сульфидных руд (ассимиляция карбонат-иона резко влияет на активность сульфат- и сульфид-ионов). Э.А. Суеркулов в 1979 г. описал случаи концентрации галенита в меловых рифовых комплексах Киргизии и Узбекистана. Галенит возникает на контактах кислых сульфатных эвапоритов (гипсы, ангидриты) и нейтральных известняков.

3. Известняки кальцитовые как вмещающие породы флюоритовых тел, возникающих при реакции  $\text{CaCO}_3 + \text{гидротермы со } \text{F} = \text{CaF}_2$  (осаждается флюорит как труднорастворимый продукт химической реакции).

4. Пиритсодержащие породы (анхимономинеральные пирититы, окорудные метасоматиты с вкрапленностью пирита, осадочные породы с седиментационно-диагенетическим пиритом и т. п.) как осадители халькофильных и благородных металлов. В качестве примера рассмотрим физические и химические свойства пиритовых пород, обуславливающие их уникальные коллекторные, накопительные, рудолокализирующие функции. Эти чрезвычайно важные в геохимическом отношении физические свойства пирита, подробно описанные В.И. Красниковым, А.П. Карасевым., А.Д. Ракчевым, Р.С. Сейфуллиным и др., следующие: 1) высокая электропроводность; 2) высокий электродный потенциал; 3) большие скорости спада ранней стадии вызванной поляризации (высокая электрохимическая активность); 4) дырочная проводимость  $p$ ; 5) возможность образования  $p \rightleftharpoons n$ -переходов на контакте с другими сульфидами, обладающими электронной проводимостью. Среди собственно геохимических рудолокализирующих функций пирита наиболее важна повсеместно проявляющаяся его способность быть донором серы. Бессернистые растворы даже с весьма низкими содержаниями  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  и  $\text{Pb}$  в результате реакции разрушают пирит с высвобождением серы и возникновением труднорастворимых сульфидных соединений. Халькопирит, сфалерит и галенит осаждаются практически точно на месте реакции, образуя полные или частичные псевдоморфозы по пириту, или нарастают на его корродированные кристаллы. Именно этим, донорским в отношении серы, свойством пирита обусловлено возникновение "вторичных" концентраций полиметаллов на ранее возникших зонах пиритовой вкрапленности.

В качестве примера возникновения промышленного полиметаллического месторождения на ранее существовавшей безрудной зоне вкрапленного пирита приведем стратиформное докембрийское медное месторождение Уайт Пайн в Мичигане (США), которое до недавнего времени рассматривалось как типичное сингенетичное вмещающим осадкам. Однако детальное исследование А. Брауна показало, что зоны пластовой

пиритовой вкрапленности действительно сингенетичны вмещающим сланцам с углистым веществом, но медное оруденение наложено на эти зоны с вкрапленным пиритом. Обнаружена обратная зональность (снизу вверх по стратиграфическому разрезу): халькозин → дьюрлеит → борнит → халькопирит → пирит. Аномальные концентрации кадмия (гринокит) и свинца (галенит) находятся выше медной зоны. Верхняя (наружная) граница медной зоны пересекает под разными углами пластовые зоны сингенетичной пиритовой вкрапленности. Оказалось, что медь и свинец привнесены в зоны пиритовой вкрапленности из подстилающих конгломератов вскоре после отложения пиритовых сланцев перед региональными складчатыми деформациями. Транспортной средой были остаточные морские хлоридные воды. Хлоридный поток с убогими содержаниями металлов мигрировал вверх, и в зоне вкрапленного пирита начиналась реакция с ним. Зафиксированы формы растворения пирита и осадения в нем медных минералов. Металлы кадмий и свинец, более растворимые, чем медь, вынесены выше края медного фронта. Были проверены две модели инфильтрации и диффузии медьсодержащих растворов из подстилающих конгломератов в слабо консолидированные пиритовые сланцы. Первая модель реализуется за 879 тыс. лет, а вторая — за 2 010 тыс. лет. Псевдоморфное наложение меди на пиритовые сланцы подтверждается также тем, что участки пиритовых сланцев с медным оруденением и без него содержат сходное количество железа, и в медной зоне отмечается дефицит серы в сравнении с вышележащей пиритовой.

Обширна литература о рудолокализирующих функциях пирита в отношении золота. М.С. Сахарова в 1979 г. описала электрохимическую природу осадения золота на сульфидах: выявлена тождественность ряда напряжений и ряда минералов — осадителей золота в порядке понижения потенциала: пирит → халькопирит → арсенопирит → пирротин → галенит.

Экспериментально выяснена также природа важных для понимания внутрирудной и ореольной зональности особенностей поведения золота и серебра. Дифференциация в пространстве этих металлов часто обусловлена тенденцией золота избирательно осаждаться на сульфидах железа (пирит, арсенопирит, халькопирит), а серебра — на галените, минералах марганца (родонит, родохрозит). Экспериментально подтверждена закономерность: в кварцевом жильном агрегате осадение самородных золота и серебра происходит в первую очередь в участках с упомянутыми выше минералами.

В связи с рудолокализирующими свойствами пирита и арсенопирита становится понятным давно отмеченный исследователями "малосульфидных" золотых месторождений благоприятный оценочный признак — степень дробления этих хрупких минералов-осадителей, многократно увеличивающая их "рабочую" поверхность, прямо связана с концентрацией в их объеме тонкодисперсного золота.

Приведены детально изученные случаи, когда на золотых месторождениях имеются три-четыре генерации вкрапленного пирита, но только одна из них является *собственно золотоносной* (см. гл. 3). Пирит такой продуктивной генерации обладает специфическими свойствами. Речь идет о привносе золота после образования этих генераций пирита, обладающих разными в отношении локализации наложенного золота свойствами.

Зональная структура околорудных ореолов сульфидных месторождений по Co, Ni, Cu, Zn, Pb практически во всех случаях строится на основе пиритовой вкрапленности. Изоморфные примеси в пирите и рудолокализирующие его функции рассмотрены в работах В.Ф. Балдина, С.В. Григоряна, М.З. Фурсовой, А.Г. Жабина, Н.С. Самсоновой, В.Ф. Зари, Г.Н. Засухина, А.А. Иванова, А.Я. Пшеничкина и др. Такой тип зональности: Co, Ni, Mo (подрудный интервал) → Cu, Zn, Pb (рудный интервал) → Ag, Ba (надрудный интервал) — экспериментально воспроизведен на основе принципов хроматографии.

Г.И. Князев и Р.С. Сейфуллин по поводу рудолокализирующих функций пирита писали, что избирательная приуроченность полиметаллической минерализации к пиритизированным зонам, а также чрезвычайно широкое проявление признаков замещения пирита галенитом, сфалеритом и халькопиритом наталкивают на мысль о том, что пиритизированные породы не только представляли собой благоприятную среду для проявления продуктивной стадии сульфидного оруденения, но и сам пирит принимал участие в реакциях, приводящих к возникновению более поздних сульфидов. Ранее образованный пирит в процессе рудообразования не оставался инертным компонентом, а выполнял роль одного из необходимых реагентов — “поставщиков” серы.

Пиритовые тела (например, в колчеданных провинциях мио- и эвгеосинклиналей) и зоны пиритовой вкрапленности любого типа функционируют как геохимические барьеры, геохимические коллекторы, ловушки для бессернистых рудных гидротерм. Эта особенность пиритовых и пиритизированных пород применительно к формации медно-цинковых колчеданных месторождений рассматривалась в 1974 г. в работах А.Г. Жабина и Л.Н. Овчинникова. Выполнены расчеты баланса вещества при реакционном взаимодействии рудоносных (медь, цинк) бессернистых гидротерм с пиритовым веществом.

В.И. Фомичев в 1981 г. на примере стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана приводит следующие типы твердофазовых геохимических барьеров.

1. Щелочные барьеры (на контактах алюмосиликатных пород с известняками); рудогенные элементы осаждаются на фронте нейтрализации кислых растворов, вступающих, например, из красноцветных песчаников в карбонатные породы. Примером могут быть полиметаллические месторождения байжансайского типа.

2. Восстановительные барьеры (восстановительная среда, вызывающая локализацию оруденения, создается при окислении органического вещества, а также закисных форм марганца и железа). Среди них выделяются разновидности: сероводородные (месторождения ачисайского типа); углеродистый (шалкиинский тип месторождений); углеродисто-закисномарганцевый (миргалимсайский тип); углеродисто-сульфидный (текелийский тип); сульфидный (рудноалтайский тип); углеродисто-закисномарганцево-сульфидный (атасуйский тип).

## ГЛАВА 5

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МИНЕРАЛЬНУЮ ОРЕОЛЬНУЮ АНОМАЛИЮ В СВЯЗИ С СОХРАНЕНИЕМ ИЛИ ПОТЕРЕЙ ЕЕ ПЕРВИЧНОГО СТРОЕНИЯ

Изучая минералогические и геохимические особенности околорудных ореолов, нужно всегда помнить о возможном метаморфическом воздействии на рудное тело и его сингенетичный околорудный ореол. Такое воздействие в той или иной степени способно нарушить первичное внутреннее строение минеральной аномалии, в том числе исказить в результате *метаморфогенного переотложения вещества* первичную ее зональность и геохимические отношения элементов. Примеров анализа такого воздействия именно на околорудные ореолы очень мало.

Анализируя концентрационно-конституционные параметры минеральных околорудных ореолов месторождений колчеданной формации, претерпевших региональный метаморфизм прениито-пумпеллитовой фации (Сибай, Южный Урал) или зеленосланцевой фации (Урупское поле, Северный Кавказ), приходим к выводу об их относительной сохранности и стабильности в этих условиях.

Учитывая данные Ф.Уокса по сульфидам, В.П. Логинова по серицитам, комплексные исследования В.М. Рыфтина, В.С. Карпухиной и авторов [ 18, 19, 22, 35, 34], можно выделить минералы — индикаторы околорудных ореолов, обладающие способностью *в различной степени сохранять конституционную информацию* при метаморфических преобразованиях. Например, к устойчивым можно отнести чрезвычайно распространенный пирит: в зеленосланцевой фации он сохраняет первичные анатомические особенности (зональное строение, кристаллическую форму) и элементы-примеси, в амфиболитовой фации он может диссоциировать в пирротин, но с частичным сохранением в последнем реликтовых элементов-примесей. К менее устойчивым относятся слоистые силикаты, которые легко теряют воду, претерпевают преобразования, сохраняя, однако, элементы-примеси, которые были им присущи до метаморфизма.

Эти данные указывают на принципиальную возможность использовать свойства минералов-индикаторов при исследовании внутреннего строения околорудных ореолов в тех случаях, когда последние претерпели региональный метаморфизм низких и средних ступеней: околорудные ореолы не гомогенизируются, сохраняют первичную зональную структуру.

На высоких ступенях метаморфизма ситуация существенно меняется. Согласно С.И. Турченко, например, серноколчеданные вулканогенно-осадочные руды, сингенетичные вмещающим вулканитам раннего протерозоя Карелии (Хаутаваара, Парандовское, Нялмозерское и др.), претерпели последовательно: 1) автометаморфизм стадии накопления вулканитов; 2) региональный метаморфизм зеленосланцевой или амфиболитовой фации (прогрессивная или регрессивная стадии); 3) ультраметаморфизм (экзоконтакты гранитных массивов); 4) железо-магний-кальциевый метасоматоз (реакция метаморфогенных растворов с ультрабазами). В итоге такого многостадийного метаморфического воздействия, когда протопиритовые руды на 15–16 % (по объему) превращаются в пирротиновые, происходят перекристаллизация, регенерация и переотложение сульфидов на расстоянии до десятков метров с образованием секущих пирротиновых жил и зон вкрапленности с "новыми" метаморфогенными ассоциациями (пентландит-пирротин-сфалерит).

Высвобождающаяся при метаморфогенной пирротинизации пиритовых руд сера формирует элигенетичный метаморфогенный околорудный геохимический барьер. Именно на нем происходит дополнительное избирательное осаждение из метаморфогенных растворов халькофильных и сидерофильных элементов в пирротиновых рудах; в результате ассимиляции из вмещающих пород увеличивается в сравнении с пиритовыми содержание меди в 5–6 раз, цинка в 10 раз, никеля в 30 раз. В пространстве этого метаморфогенного геохимического барьера растут зоны вкрапленности второго метаморфогенного поколения, что существенно меняет общую конфигурацию ореольных зон.

Достаточно отметить, что первичный ореол находился со стороны лежащего бока сульфидного пласта, что соответствует гидротермально-осадочной фации рудоотложения. После метаморфогенного воздействия ореол возник и со стороны висячего бока.

Метаморфические преобразования происходят в определенной последовательности. При перекристаллизации пирита I (в среднем  $FeS_{1,92}$ ) в пирит II ( $FeS_{1,88}$ ) дефицит серы возрастает. Преобразование в составе приритов возможно отражает увеличение температуры в процессе регионального метаморфизма. Высвободившаяся при перекристаллизации сера (0,04 атомных количеств) вовлекается в общий метаморфогенный кругооборот вещества и может быть причиной появления новых генераций пирита, чисто метаморфи-

ческих<sup>1</sup>. Пирит III ( $FeS_{1,91}$ ), напротив, отличается увеличением содержания серы по сравнению с пиритом II. Поскольку пирит III образуется совместно с пирротинном, возможно, что рост содержания серы в его составе связан с ее избытком, выделившимся при переходе более раннего пирита в пирротин.

Заслуживает также внимания качественно описанное явление внутрирудной регенерации вещества: гидротермы второй стадии, второго этапа растворяют и переотлагают рудные минералы первой стадии с переотложением части вещества вне рудных тел, т. е. в окколорудном пространстве.

Холоднинское стратиформное колчеданно-полиметаллическое месторождение (Северное Прибайкалье) залегает в породах докембрия (позднем протерозое). На руды наложен метаморфизм амфиболитовой фации. Первичные глинистые сланцы, песчаники, доломиты и известняки превращены в кварцито-песчаники, графитовые кварциты, мусковитовые сланцы, графито-кварц-слюдисто-карбонатные породы. В результате метаморфизма седиментационные структуры и текстуры преобразовались в метаморфические; появились новые минеральные воды, а также изменились физические свойства, состав элементов-примесей или уровень их соотношений. Перекристаллизация пирита (по А.В. Конкину) сопровождается повышением микротвердости, изменением типа проводимости, уменьшением содержания большинства первичных элементов-примесей, а также увеличением относительного содержания кобальта по сравнению с никелем и ростом коэффициента вариации содержаний этих металлов. Следует обратить внимание, что в процессе метаморфизма этого месторождения на фоне постепенного изменения происходит и скачкообразное изменение содержаний элементов-примесей (например, постепенное увеличение относительной доли кобальта в пиритах I—III и резкий рост его содержаний в пирите IV), что отражает постепенный, с одной стороны, и дискретный стадийный — с другой — характер метаморфических преобразований. В целом отмечается унаследованность элементов-примесей в метаморфических пиритах.

Важно отметить новые данные о появлении метаморфогенных минералов, содержащих вблизи метаморфизующихся рудных месторождений соответствующие типоморфные рудообразующие элементы. Например, в кобальтовом месторождении в Замбии обнаружен голубой кобальтовый ставролит (2,52 %  $CoO$ ). На метаморфизованном Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении Э.Г. Дистанов

<sup>1</sup> Расчетами, выполненными А.Г. Жабиным, В.Л. Русиновым, Н.С. Самсоновой, установлено, что при реакции превращения пирита в пирротин при инертности железа высвобождается 27 % серы. Пирротин, в свою очередь, может превращаться в магнетит, вновь высвобождая серу. При этом возникают новые, метаморфогенные генерации вкрапленных ореольных сульфидов, искажающие первичное строение окколорудного ореола.

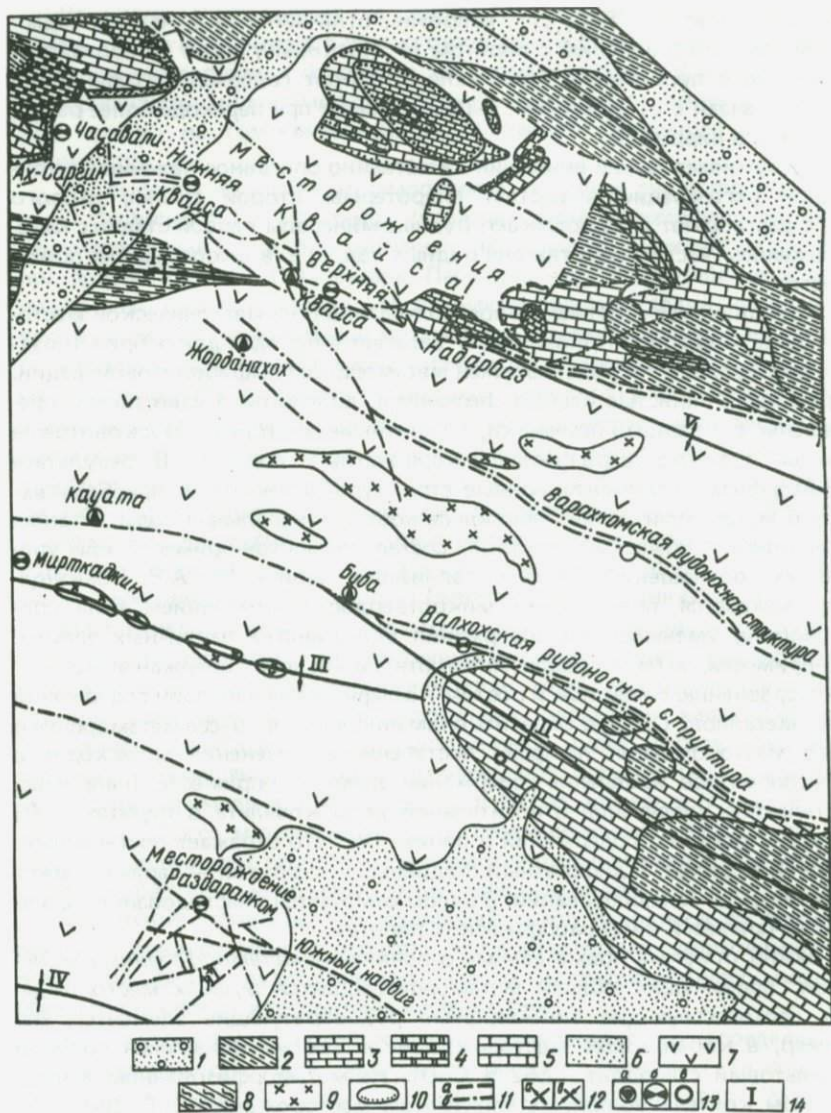


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Квайсинского рудного поля (по материалам П.Д. Гомкрелидзе, М.Н. Джапаридзе, Г.Н. Бежанишвили, О.И. Шаришвили, Т.А. Мешвилдшвили и Квайсинской ГРП, 1979 г.) :

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнеэоценовые кварц-слюдистые песчаники и песчаные известняки; 3 — верхнемеловые литографские известняки с прослоями мергелей и полимиктовые песчаники; 4 — нижнемеловые слоистые из-

и К.Р. Ковалев в 1982 г. описали цинксодержащий ставролит и ганит, которые возникали около руд в ходе формирования регенерированной метаморфогенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации.

## ГЛАВА 6

### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ КВАЙСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В научной геологической литературе обычно отсутствуют описания критериев, на основе которых выбираются природные объекты для решения тех или иных методических, экспериментальных, научных или чисто прикладных задач. Авторы при выборе полевого объекта для постановки методических работ в области минералогии околорудных ореолов использовали аргументы (критерии), которые носят общеметодический характер и могут быть применены в других случаях.

1. Объект должен быть типичным представителем среди множества геологических объектов определенного сорта, для которых выявляем поисковые признаки.

2. Он должен обладать самыми важными характеристическими свойствами (например, признаки формаций), определяющими его отношение к выбранному множеству.

3. Объект должен быть формационно однороден, т. е. представлен одной рудной формацией, а не соединением в пространстве двух или более разнородных формаций.

4. Желательно, чтобы при формационной однородности объект позволял решать максимальное число дополнительных вопросов (например, установить фациальную зависимость минеральных продуктов от контрастных вмещающих пород и т. п.).

5. В объекте должны отсутствовать или быть минимальными внешние метаморфизирующие помехи (информационные шумы), например региональный или контактовый метаморфизм, динамометаморфизм с регенерацией вещества, пересечение послерудными дайками и т. п.

---

вестняки; 5 — верхнеюрские массивные рифовые известняки; 6 — верхнеюрские песчаники, глины; 7 — среднеюрские базальтоидные вулканиты; 8 — среднеюрские глинистые сланцы и слюдястые песчаники; 9 — интрузии дацито-липаритов; 10 — несогласные стратиграфические контуры; 11 — тектонические нарушения (а — линия надвига, б — разрывы); 12 — складки (а — ось антиклинали и ее номер, б — ось синклинали и ее номер); 13 — месторождения и рудопроявления (а — баритовые, б — полиметаллические, в — железо-марганцевые). Складки и разломы: I — Цедисахсвргинская антиклиналь; II — Валхохская синклиналь; III — Бубская антиклиналь; IV — Рибисская синклиналь; V — Южный Квайсинский разлом; VI — Северный Квайсинский разлом; VII — разлом Засеты-кву

6. С практической точки зрения объект, выбранный по перечисленным выше критериям, должен быть доступным исследованию, геологически изученным (чтобы не начинать все с начала), обладать сохранившейся документацией и коллекцией производственных проб, на основе которых можно провести аналитическую ревизию и другие необходимые работы.

Всем этим критериям отвечало Квайсинское свинцово-цинковое рудное месторождение в Грузинской ССР, на южном склоне Большого Кавказа.

Рудное поле относится к Гагро-Джавской структурно-металлогенической зоне. Его геологическая карта приведена на рис. 28.

Квайсинское поле расположено в пределах байосской вулканогенной базальтоидной толщи, состоящей из плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфириров и их туфобрекчий, туфов, туфо-песчаников. На этой толще с несогласием залегают рифогенные известняки верхней юры. Между рифовыми массивами расположены известняки мела, а на них — известняки, песчаники, конгломераты и гигантобрекчиевые тела эоцена. Вмещающими породами барито-полиметаллического оруденения являются силикатные породы байоса и рифогенные известняки верхней юры [21].

Оруденение сосредоточено в нескольких субширотных, крутопадающих, параллельных друг другу рудных зонах. С севера на юг следуют зоны: Надарбазевская, собственно Квайсинская (месторождения Нижняя Квайса, Верхняя Квайса, Надарбаз), Варахкомская, Валхохская, Раздаранкомская.

Полиметаллические месторождения относятся к двум разновидностям: Квайсинской (большой вертикальный и латеральный диапазон оруденения, малоконтрастная зональность) и Раздаранкомской (малый диапазон оруденения, контрастная зональность). В качестве эталона для методических разработок выбраны месторождения первой разновидности. Барито-галенито-сфалеритовые месторождения Квайсы характеризуются простым минеральным составом (галенит, сфалерит, дисульфиды железа, кальцит, хлорит, гидрослюда, кварц). Возраст их молодой — эоценовый (около 50 млн. лет).

## ГЕОХИМИЯ

Зональность околорудных ореолов Квайсинского месторождения устанавливалась авторами параллельно с зональностью самих руд.

Распределение свинца, цинка и других элементов в рудных телах. Геологическая структура месторождения характеризуется малой шириной и значительно большим размером по простиранию и падению, поэтому большое число подземных горных выработок, расположенных вдоль простирания рудоносных разломов и соответственно рудных тел, представляет собой густую информационную сеть лишь на *продольной верти-*

*кальной проекции* рудной структуры (Нижняя и Верхняя Квайса, Надарбаз). Однако, учитывая важность разрезов, для участка Надарбаз авторы составили сводный разрез, в котором собрана геохимическая информация нескольких отдельных разведочных профилей.

Геохимические исследования, проведенные авторами, базируются на 3847 частных бороздовых пробах по всем разведочным горизонтам рудника и 820 геохимических пробах по "фоновым" вмещающим породам (всего 4667 проб). Все пробы проанализированы приближенно-количественным спектральным методом на 40 элементов. Эти данные использовались при построении моноэлементных околорудных ореолов. Распределение свинца и цинка в рудах Квайсинского месторождения базируется на химических определениях. Все проанализированные пробы группировались на три выборки: руду, порфириты и известняки. При обработке данных приближенно-количественных спектральных анализов ореольных проб на ЭВМ по программе DENSITY (выполненной Л.А. Верховской) были определены величины фоновых и минимально-аномальных содержаний с учетом чувствительности спектрального анализа (табл. 10).

Для выявления *естественного распределения содержаний свинца и цинка в рудах* выполнен подсчет средних содержаний по отдельным участкам (табл. 11).

Анализ данных, приведенных в табл. 11, показал наличие прочных статистических закономерностей, касающихся Квайсинской рудоносной структуры в целом: 1) средние содержания свинца и отношения Pb/Zn расположены симметрично относительно "срединного" участка Верхней Квайсы, уменьшаясь на восток (к Надарбазу) и на запад (к Нижней Квайсе); 2) среднее содержание цинка увеличивается в направлении Надарбаз → Верхняя Квайса → Нижняя Квайса.

Ориентировка рудных столбов в пределах Квайсинской структуры также симметрична относительно Верхней Квайсы. По этим данным можно видеть признаки "дугообразной" структуры Квайсинского месторождения, хорошо проявленной на его вертикальной проекции: западный фланг этой "дуги" сложен рудными телами Нижней Квайсы с западным склонением, а восточный — рудными телами Надарбазы с восточным склонением. Верхняя Квайса в этой дугообразной структуре занимает центральное положение, где есть рудные столбы как восточного, так и западного склонения на восточном и западном окончаниях соответственно.

При наложении друг на друга вертикальных проекций с изолиниями содержаний в рудах свинца и цинка хорошо видно, что: 1) общий рисунок контуров зон для обоих элементов сходен; 2) в принципе основные концентрационные ядра свинца и цинка примерно совпадают; 3) пятна высоких концентраций свинца систематически смещены относительно цинка (пятна свинца располагаются гипсометрически выше); 4) наблюдается ритмичное продольно-латеральное чередование рудных участков (рис. 29).

Таблица 10

Фоновые значения и пороги аномальности химических элементов в околорудных ореолах  
Квайсинского месторождения (массовое содержание, %)

Элементы	Фоновые содержания		Аномальные содержания (пороги аномальности)		
	Известняки	Порфириды	I	II	III
Свинец	$47,7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$(130-500) \cdot 10^{-3}$	$> 500 \cdot 10^{-3}$	—
Цинк	$21,5 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$(40-200) \cdot 10^{-2}$	$> 200 \cdot 10^{-2}$	—
Серебро	$0,7 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$(20-100) \cdot 10^{-5}$	$> 100 \cdot 10^{-5}$	—
Медь	$0,95 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$(4-15) \cdot 10^{-3}$	$> 15 \cdot 10^{-3}$	—
Олово	2,3	2,8	(4-12)	(12-50)	$> 50$
Молибден	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$0,2 \cdot 10^{-4}$	$(0,3-1,5) \cdot 10^{-4}$	$(1,5-3,0) \cdot 10^{-4}$	$> 3,0 \cdot 10^{-4}$
Кобальт	1,3	9,7	(7-18)	(18-33)	$> 33$
Стронций	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$(11-30) \cdot 10^{-3}$	$> 30 \cdot 10^{-3}$	—
Барий	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$(8,5-15) \cdot 10^{-2}$	$(15-100) \cdot 10^{-2}$	$> 100$
Марганец	8,9	9,4	$(11-23) \cdot 10^{-2}$	$(23-35) \cdot 10^{-2}$	$> 35$
Кадмий	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$(35-100) \cdot 10^{-4}$	$> 100$	—
Германий	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$0,12 \cdot 10^{-4}$	$(1,5-30) \cdot 10^{-4}$	$> 3,0 \cdot 10^{-4}$	—
Таллий	$0,03 \cdot 10^{-3}$	$0,11 \cdot 10^{-3}$	(0,3-0,9)	(0,9-1,4)	$> 1,4 \cdot 10^{-4}$
Бор	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$(1,5-5,5) \cdot 10^{-3}$	$(5,5-10) \cdot 10^{-3}$	$> 10 \cdot 10^{-3}$

Таблица 11

Средние содержания свинца и цинка на отдельных участках Квайсинского месторождения

Участок	Абсолютные отметки, м	Среднее содержание Pb, %	Число проб	Среднее содержание Zn, %
Нижняя Квайса	1440—1280	2,14	300	4,19
Верхняя Квайса	1840—1000	2,89	2528	3,70
Надарбаз	1832—900	1,25	3816	3,55
Участок	Число проб	Pb/Zn	Pb/(Pb + Zn)	Zn/Pb
Нижняя Квайса	420	0,51	0,34	1,96
Верхняя Квайса	3437	0,78	0,44	1,28
Надарбаз	5403	0,35	0,26	2,84

Систематические подсчеты показали, что гипсометрически более высокое положение концентрационных пятен свинца относительно цинка в одних и тех же рудных телах сохраняется на всем вертикальном диапазоне оруденения (табл. 12).

В верхних частях Квайсинской структуры подобный сдвиг концентров свинца и цинка в одних и тех же рудных телах равен в среднем 41 м, а в нижних частях структуры 53 м. Таким образом, в каждом "элементарном" галенито-сфалеритовом рудном теле имеет место хорошо известный в полиметаллических месторождениях сдвиг обогащенной галенитом зоны вверх относительно сфалеритовой зоны.

Изучение количественных закономерностей поведения свинца и цинка было продолжено путем построения *кривых распределения на глубину средних содержаний этих элементов*. Использовано большое число аналитических данных по бороздовым и блоковым эксплуатационным пробам на свинец (6644) и цинк (9260). Кривые построены в двух вариантах: генерализованные и в натуральном виде.

Вначале были вычислены средние содержания свинца, цинка и их отношения для определенных уровней (разведочных горизонтов). В каждом из них суммированы данные опробования соответствующих этому уровню горных выработок и скважин: для Нижней Квайсы выбрано 7, для Верхней Квайсы 12 и для Надарбаза 20 горизонтов. Обобщенная кривая по месторождению в целом показана на рис. 30.

В верхней половине разведанного вертикального интервала оруденения графики средних содержаний свинца и цинка подобны (прямая корреляция, сходные градиенты в процентах на 100 м), и лишь в нижней

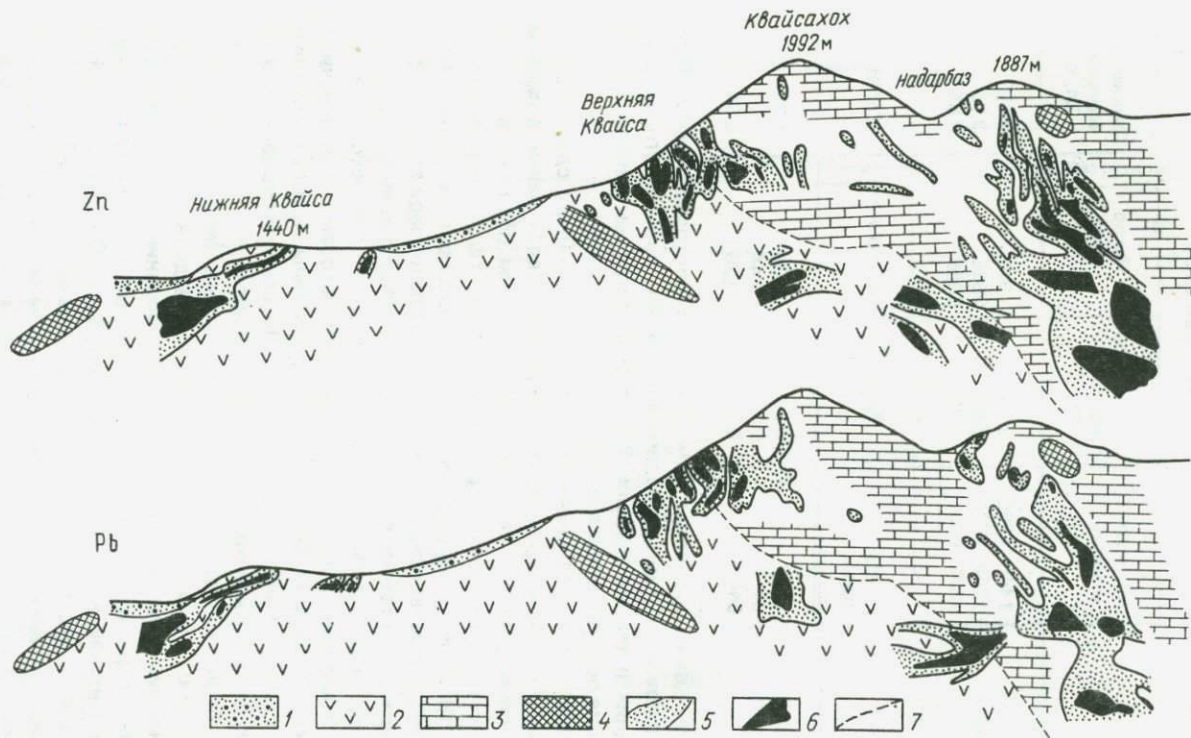


Рис. 29. Зоны с различным содержанием цинка и свинца на вертикальной продольной проекции рудных тел Квайсинского месторождения:

1 — четвертичные отложения; 2 — базальтоидные вулканиты байоса; 3 — органогенные известняки верхней юры; 4 — баритовые тела; 5, 6 — участки с различным содержанием металла (5 — 1,5–5,5 %, 6 — > 5,5 %); 7 — контур клина известняков

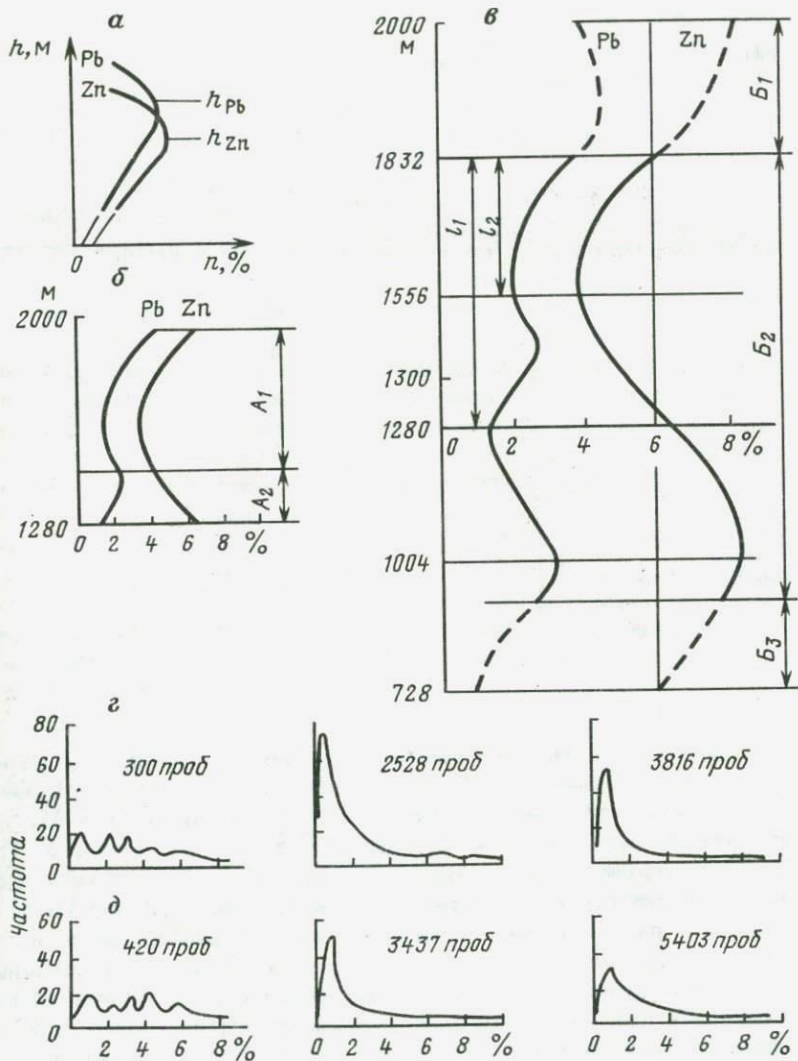


Рис. 30. Распределение по вертикали средних содержаний свинца и цинка в месторождении Квайса (по А.Г. Жабину, Н.А. Тамазашвили, 1980 г.):

*а* — схема стандартного распределения средних содержаний в одноритмовой зональной колонке полиметаллических руд; *б* — схема аномального распределения средних содержаний свинца и цинка в месторождении Квайса на разведанном горными выработками интервале ( $A_1$  — интервал прямой корреляции,  $A_2$  — то же, обратной корреляции); *в* — прогноз содержания свинца и цинка на глубину ( $B_1$  — эродированная часть рудной зоны,  $B_2$  — разведанная часть,  $B_3$  — интервал прогноза); *г, д* — гистограммы средних содержаний по участкам, Pb и Zn соответственно (слева — направо): Нижняя Квайса, Верхняя Квайса, Надарбаз

Таблица 12

Смещения (вверх) концентров максимальных содержаний свинца в "элементарных" рудных телах относительно концентров цинка

Уровень	Запад		Восток	
	Нижняя Квайса	Верхняя Квайса	Надарбаз	
Верхний, до штольни Капитальной	40	20	30	
	—	35	0	
	—	40	40	
	—	0	45	
	—	45	50	
	—	60	40	
	—	45	—	
Нижний, ниже штольни Капитальной	—	50	62	
	52	46	80	
	50	55	46	
	—	60	40	
	—	56	38	
	—	—	50	

половине (участок Нижняя Квайса) они имеют тенденции (обратная корреляция), сходные по величине, но разные по знаку градиента. Изучение характера этих графиков и их отличий от нормальных для классической одноритмовой стандартной зональной колонки (см. рис. 30) позволило предположить ритмичное строение Квайсинской колонки рудоотложения в вертикальном направлении. Логически интерпретировать распределение содержаний выше (эродированная часть) и ниже разведанного интервала оруденения оказалось возможным при предположении двукратного соотношения длин ритмов цинка  $I_1$  и свинца  $I_2$  (см. рис. 30, в). Сопоставление этих двух кривых, близких по форме к синусоидам, показывает, что в вертикальном направлении периодически чередуются участки (снизу вверх): обратной корреляции содержаний свинца и цинка, пропорционального роста этих содержаний, пропорционального их уменьшения.

Для характеристики подобной специфической ритмичной зональности отметим еще два обстоятельства: 1) сравнительно небольшие расстояния между концентриками максимальных содержаний свинца и цинка на вертикальной проекции — в верхних частях разведанного интервала оно в среднем равно 41 м (участок пропорционального увеличения средних содержаний свинца и цинка), а в нижних частях 53 м (участок

обратной корреляции); 2) гистограммы содержаний свинца и цинка верхней и нижней частей разведанного интервала различные: внизу (Нижняя Квайса) гистограмма четырехмодальная, а сверху — одно-модальная.

Сверху вниз по разведанным интервалам месторождения произведен расчет градиентов концентрации свинца и цинка по вертикали (табл. 13).

Затем были построены натуральные, не генерализованные графики средних содержаний свинца и цинка в разных структурах Квайсинского поля: собственно Квайсинской (эталонной), Варахкомской, Вал-Хохской, Скатыкомской и Раздаранкомской (рис. 31).

Анализ этих графиков позволяет сделать следующие выводы:

1) для Варахкома (см. рис. 31, б, в) и Вал-Хоха в верхней части графиков видны интервалы, где содержание свинца преобладает над содержанием цинка, что может быть признаком верхнего замыкания рудной зоны. Это подтверждается и "слепым" характером рудных тел на Вал-Хохе и Варахкоме. Отсутствие на сводном графике Квайсы значения свинцово-цинкового отношения больше единицы можно объяснить частичной эродированностью части ее участков; 2) на графиках (см. рис. 31, а—в) можно выделить на сходных гипсометрических уровнях еще две разновидности интервалов, характеризующихся специфическими величинами средних содержаний свинца, цинка и их соотношения: максимумы (средняя часть рудной колонны) и интервалы с неопределенной или обратной корреляцией свинца и цинка (нижняя часть рудной колонны); 3) отсутствуют признаки завершения оруденения на глубину во всех трех зонах.

4) в отличие от Квайсы в рудных телах Скатыкома и Раздаранкома среднее содержание свинца резко преобладает над цинком (см. рис. 31, г, д). Специфическое зональное расположение свинца и цинка этих двух месторождений объясняется небольшим вертикальным интервалом оруденения, преобладанием галенита на верхних уровнях месторождения и наличием только одного ритма в распределении свинца

Таблица 13

Градиенты средних содержаний свинца и цинка рудных тел Квайсинского месторождения

Уровень, м	Градиент, %/100 м	
	Pb	Zn
1832—1556	-1,0	-0,9
1556—1390	+ 1,0	+ 1,0
1390—1280	-1,1	+ 1,0
1280—1004	+ 0,5	+ 0,6
1004—900	- 0,7	- 0,7

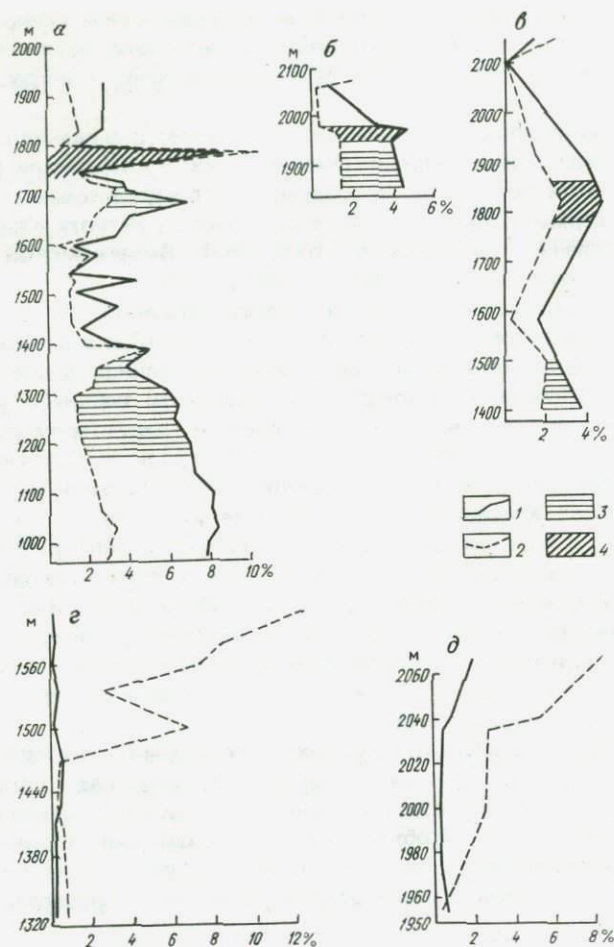


Рис. 31. Графики зависимости средних содержаний свинца и цинка от глубины в двух разновидностях свинцово-цинковых месторождений Квайсинского рудного поля:

*а-в* — первая разновидность (*а* — Квайсинская структура (Нижняя и Верхняя Квайса, Надарбаз), *б* — Варахком; *в* — Валхох); *г-д* — вторая разновидность (*г* — Скатыком; *д* — Раздаранком). 1, 2 — графики распределения Pb и Zn соответственно; 3 — участки с обратной корреляционной зависимостью между Pb и Zn; 4 — максимумы средних содержаний Pb и Zn

и цинка по вертикали на коротком интервале. Эти данные подтверждают вывод предыдущих исследователей об отнесении рудных месторождений Раздаранком и Скатыком к иной разновидности, чем месторождений квайсинского типа.

В общей картине Квайсинской рудоносной структуры выявляется также *ритмичное (трехкратное) чередование* в продольно-латеральном направлении полиметаллических рудных тел и баритовых (с запада на восток): Нижняя Квайса (баритовое тело → галенит + сфалерит); Верхняя Квайса (баритовое тело → галенит + сфалерит); Надарбаз (баритовое тело → галенит + сфалерит). Таким образом, в горизонтальном направлении чередуются галенито-сфалеритовые и баритовые тела, а в вертикальном — максимумы и минимумы средних содержаний свинца и цинка.

В латеральном направлении общая зональная картина представляет собой периодически повторяющиеся ритмы с зональной структурой, представленной на более простых одноритмовых месторождениях: сфалерит → галенит → барит.

**Распределение калия и натрия в околорудных метасоматитах.** При исследовании зональности руд и околорудных ореолов свинцово-цинкового месторождения Квайса авторами были получены обширные данные о содержаниях калия и натрия в контрастных по составу породах — базальтоидах и известняках, вмещающих оруденение [37].

В основе исследования — результаты анализа методом фотометрии пламени 911 борзодовых проб и 33 групповых проб, составленных методом отсыпки и квартования из 4667 дубликатов борзодовых проб. Месторождение характеризуется *большим вертикальным размахом оруденения* (более 1000 м), отсутствием геохимических признаков завершенности оруденения на глубину, чрезвычайно неконтрастной "растянутой" зональностью в распределении различных элементов.

*Изучение геохимических особенностей поведения калия и натрия в околорудных метасоматитах* было одним из направлений поиска околорудной геохимической и минеральной зональности в латеральном и вертикальном направлениях.

Вмещающие оруденение вулканогенные породы байоса (плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, туфобрекчии, туфы) в пределах рудного поля пропилитизированы, окварцованы, пиритизированы. *Непосредственно в околорудном пространстве* в них в значительных количествах появляются карбонат, рассеянная вкрапленность сфалерита, железистые хлориты и смешанослойные минералы (слюда и хлорит-монтмориллониты). По вертикали, от верхних горизонтов к нижним, не отмечено заметных изменений в характере околорудных преобразований вмещающих пород.

Органогенные известняки верхней юры содержат тончайшую диагенетическую пиритовую вкрапленность, а в тонкозернистых темных участках с примесью глинистого материала присутствуют также весьма характерные для этих известняков скопления одиночных идиоморфных метакристаллов диагенетического кварца.

В известняках и порфиридах широко развиты смешанослойные слюда-монтмориллониты, выполняющие гнезда, неясной формы про-

жилки, зоны тектонических нарушений и ассоциирующие с пиритом и железистыми хлоритами. Аргиллизация вмещающих пород — ведущий процесс их преобразования. Характеристике околорудных изменений вмещающих пород Квайсинского месторождения посвящены работы Х.А. Тедиашвили, Г.В. Гигиадзе, В.Д. Гуниавы, В.Г. Гогишвили и др. Согласно этим исследователям, практически единственными минералами-носителями калия как в известняках, так и в порфиритах являются смешанослойные слюда-монтмориллониты. Адуляр в метасоматитах Квайсинского месторождения встречен в незначительных количествах (единичные находки), и его присутствие не определяет геохимического поведения калия в околорудном ореоле.

Форма нахождения натрия в пропилитизированных порфиритах и их туфах — исключительно альбитизированные плагиоклазы. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  в слоистых силикатах в большинстве случаев не превышает 0,2 % и, следовательно, не может существенно влиять на характер распределения натрия в порфиритах. В известняках наиболее вероятной формой его нахождения следует, по-видимому, считать морские воды, захороненные в виде жидких включений. Микропрожилки с единичными зернами гидротермального альбита чрезвычайно редки.

Поскольку рудные зоны месторождения очень узкие и ограничены плоскостями южного (для участков Нижней Квайсы и Надарбаза) и северного (для участка Верхней Квайсы) разломов, то наиболее наглядно охарактеризовать околорудную и рудную зоны оказалось возможным лишь с помощью совмещенной вертикальной продольной проекции, на которую и был нанесен весь имеющийся фактический материал.

Обогащенные калием зоны пространственно тяготеют к рудным телам и характеризуются тем же склонением, что и рудные тела: восточным на Надарбазе и западным на участке Нижней Квайсы. Случаи отсутствия полного пространственного совпадения рудных тел и зон развития калиевых смешанослойных минералов среди известняков — результат выполнения ими различных полостей прерудного выщелачивания.

Таким образом, калий накапливается в рудной зоне независимо от фациальной обстановки — и в известняках, и в порфиритах; он приносится в процессе гидротермальной проработки пород. *Высокие содержания натрия в рассматриваемых породах, напротив, свидетельствуют об их слабой гидротермальной проработке.* В ходе гидротермального прерудного, рудного и пострудного преобразования известняки перекристаллизуются, теряя первично захороненную в виде микровключений морскую воду, а плагиоклазы порфиринов замещаются на гидрослюда, кальцит. При этом происходит обеднение пород натрием, его "отгонка" в стороны от рудных зон [37].

Следует отметить, что при метаморфогенной перекристаллизации известняков вне рудного процесса щелочные компоненты известняков

Таблица 14

3634

Средние значения и пределы колебаний содержаний К, Na и отношения К к Na в околорудных метасоматитах на отдельных участках месторождения Квайса (массовое содержание, %)

Участок, горизонт	К		Na		К/Na	
	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы
Нижняя Квайса: выше горизонта I горизонт I и ниже	1,87 (74)	—	1,24 (72)	—	2,10 (72)	—
	1,94 (45)	5,91—0,27	1,38 (36)	2,48—0,29	2,79 (36)	8,82—0,12
	1,76 (29)	4,59—0,39	1,10 (36)	3,06—0,25	1,45 (29)	6,63—0,19
Верхняя Квайса: штольня 6 и выше горизонты I—III включительно штольня Капитальная и ниже	2,06 (267)	—	1,24 (260)	—	2,78 (260)	—
	2,22 (85)	7,20—0,12	0,94 (75)	4,50—0,03	3,17 (75)	17,00—0,25
	1,79 (69)	4,75—0,29	1,10 (69)	3,35—0,06	2,91 (69)	20,65—0,22
	2,11 (113)	7,50—0,24	1,51 (116)	3,33—0,06	2,26 (113)	24,43—0,17
Надарбаз: штольня 6 и выше горизонты I—IV включительно штольня Капитальная и ниже	1,08 (525)	—	0,66 (538)	—	4,04 (486)	—
	1,77 (153)	4,16—0,07	0,93 (225)	4,93—0,02	4,18 (153)	66,63—0,15
	0,61 (189)	7,33—0,03	0,24 (122)	2,44—0,02	6,63 (122)	57,50—0,50
	1,00 (183)	5,75—0,05	0,62 (191)	3,13—0,02	2,07 (183)	46,50—0,14

Примечание. Средние значения К/Na по участкам вычислялись путем усреднения отношений К/Na в единичных пробах. В скобках указано число проб.

(Li, Rb, Cs, K, Na) остаются инертными. Корреляция между калием и натрием как в известняках, так и в порфиритах обратная. Фациальные различия околорудных метасоматитов (в силикатной среде и в карбонатной) выявляются лишь по абсолютным содержаниям этих элементов и величине их отношения. В табл. 14 приведены средние значения калия, натрия и их отношения для околорудных метасоматитов трех участков Квайсинского месторождения и изменение этих величин по вертикали. На участке Надарбаз оруденение практически целиком расположено в известняках, на участке Нижней Квайсы — в порфиритах, Верхней Квайсы — в обоих типах пород.

Из сопоставления данных по этим участкам следует, что известняки почти в 2 раза беднее калием и натрием; в то же время величина отношения калия к натрию в них максимальная и равна 4,04, тогда как в порфиритах 2,1 (рис. 32).

К этому же выводу приходим, анализируя данные по 33 групповым пробам. Групповые пробы, в каждой из которых обобщено от 163 до 80 частных бороздовых проб, характеризуют рудную зону, порфириды и известняки во всех выделенных блоках на участках Нижней и Верхней Квайсы и Надарбаза. Подобная группировка позволила в наиболее обобщенном виде выявить закономерности геохимического поведения калия и натрия.

Анализ геохимического поведения этих элементов с глубиной в Квайсинской структуре в целом проводился по блокам, сгруппированным в пять горизонтальных полос, проходящих вдоль всей структуры. Был

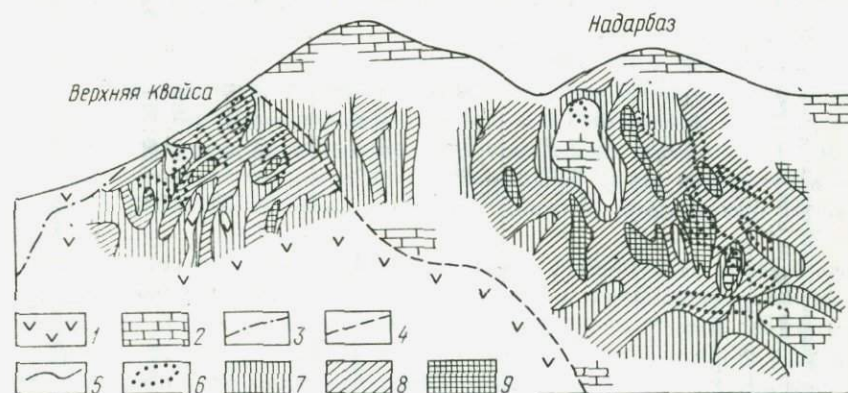


Рис. 32. Распределение величины  $K/Na$  в околорудных ореолах на вертикальной продольной проекции Квайсинской рудоносной структуры:

1 — вулканиты байоса; 2 — органогенные известняки верхней юры; 3 — разрывные нарушения; 4 — контур клина известняков; 5 — границы зон с различной величиной  $K/Na$ ; 6 — контуры рудных тел с содержанием  $Rb$  и  $Zn$  более 5,5 %, 7—9 — интервалы величины  $K/Na$  (7 — 0,5—2, 8 — 2—10, 9 — > 10)

Таблица 15

Изменение средних содержаний К, Na и отношения их средних величин во вмещающих породах Квайсинской структуры по вертикали

Номер блока	Содержание, %		K/Na
	K	Na	
I	$\frac{1,83}{1,29}$	$\frac{1,12}{0,62}$	$\frac{1,65}{2,27}$
	$\frac{2,15}{0,34}$	$\frac{1,21}{0,60}$	$\frac{1,77}{3,12}$
III	$\frac{1,60}{1,00}$	$\frac{0,99}{0,20}$	$\frac{1,77}{5,00}$
	$\frac{2,01}{1,10}$	$\frac{1,15}{0,14}$	$\frac{1,95}{7,86}$
V	$\frac{1,31}{0,76}$	$\frac{1,23}{0,53}$	$\frac{1,08}{1,44}$

Примечание. В числителе даны значения для порфиритов, в знаменателе — для известняков.

охвачен интервал глубин от 1998 до 900 м, т. е. более 1000 м (табл. 15). Тенденция в изменении содержаний К, Na и величины K/Na в известняках и порфиритах, наблюдаемая по групповым пробам (рис. 33), подтверждает уже подмеченные закономерности по частным пробам (см. табл. 14). На участке Нижней Квайсы устанавливается увеличение содержания калия и значения K/Na снизу вверх. В то же время на уровне средних горизонтов Верхней Квайсы и Надарбаза, соответствующих по высоте верхам Нижней Квайсы, содержание калия уменьшается. В известняках при этом резко снижается и содержание натрия, так что в распределении значений K/Na происходит перелом, выявленный не только для участка Надарбаз (см. табл. 14), но и для рудной структуры в целом (рис. 33, см. табл. 15). Минералогически это проявляется в заметном снижении на средних горизонтах количества "гидрослюдистого" материала.

Известняки Квайсинского месторождения, в отличие от порфиритов, характеризуются чрезвычайно высоким значением K/Na и широким интервалом колебаний между максимальным и минимальным значения-

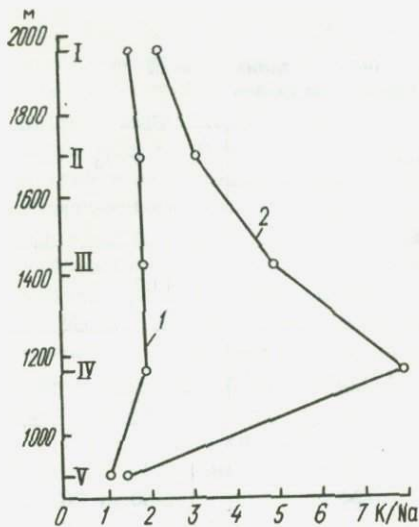


Рис. 33. Графики изменения величины K/Na с глубиной в Квайсинской структуре:

1 — в порфиридах; 2 — в известняках. I—V — группировки блоков (см. табл. 15)

ми (от 66,6 до 0,15). В то же время вне рудоносных разломов специализация известняков отчетливо натриевая, с изменением в узких пределах 0,1—0,6.

Таким образом, неоднократно отмечавшееся в литературе для силикатных пород (липариты, андезиты и др.) возрастание величины K/Na с приближением к рудным телам может служить и в карбонатных породах надежным критерием при диагностике околорудных изменений.

Итак, анализируя полученные данные, можно прийти к следующим выводам.

1. В целом по месторождению отсутствует ясная вертикальная зональность в распределении ведущих элементов околорудных метасоматитов — калия и натрия, хотя вертикальный диапазон оруденения велик (более 1200 м) [29]. Однородность околорудных метасоматитов по латерали и вертикали — один из доводов в пользу конвективного механизма движения гидротерм в Квайсинской рудоносной структуре.

2. Геохимическое поведение калия и натрия в силикатной (порфириды) и карбонатной (известняки) средах в ходе рудного гидротермального процесса имеет и общие черты, и существенные различия. Сходство проявляется в тенденции к выносу натрия из субстрата и привносу калия, различие — в резко большем относительном накоплении калия в известняках.

3. Верхнеюрские известняки являются благоприятной средой рудоотложения, выступающей в роли нейтрализующего геохимического барьера. По величине K/Na можно уверенно различать неизменные известняки и известняки, претерпевшие гидротермальные изменения в пределах рудолокализирующих структур.

Распределение свинца, цинка и других элементов в околорудных ореолах. Элементы, присутствующие в рудных телах, являются характерными и для околорудных ореолов. Авторами рассматривались продуктивности в ореоле свинца, цинка, меди, серебра, кадмия, бария, стронция, марганца, кобальта, бора, олова, молибдена, германия и тал-

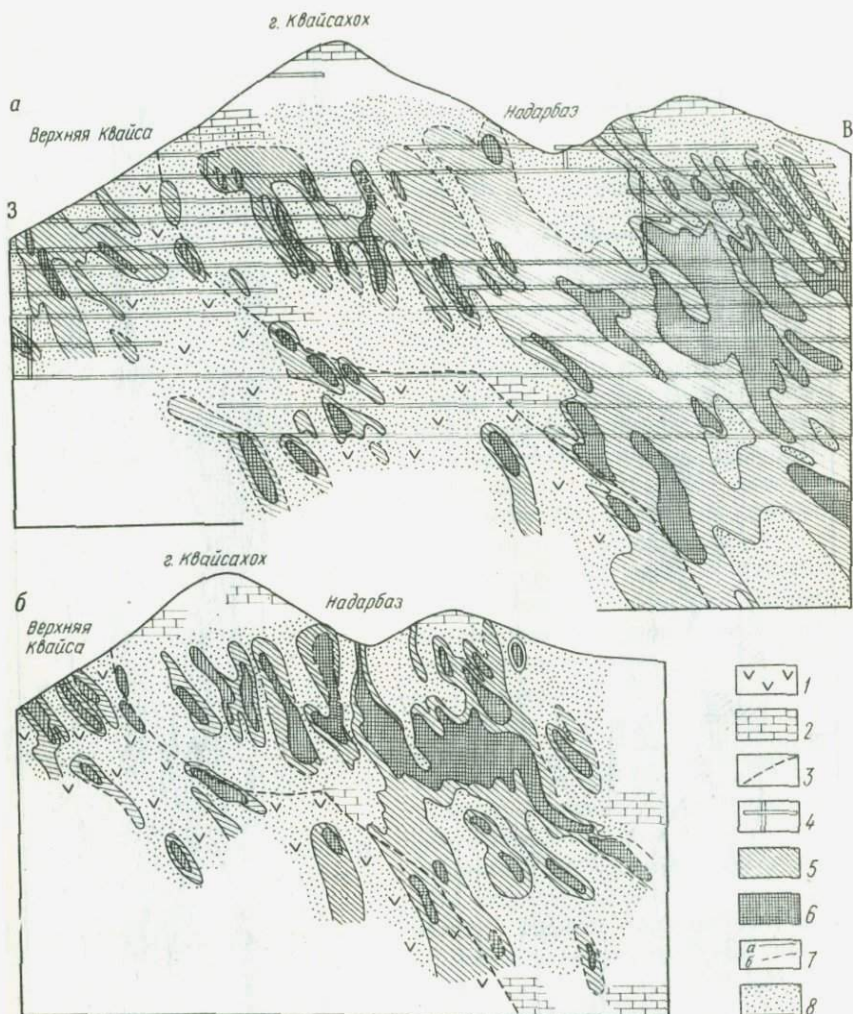


Рис. 34. Продуктивность эндогенных околорудных ореолов (в  $л \cdot 10^{-3}$  м %) цинка (а) и свинца (б) на вертикальной проекции Квайсинского месторождения:

1 — вулканыты байоса; 2 — органогенные известняки верхней юры; 3 — контур клина известняков; 4 — подземные горные выработки; 5-6 — продуктивность (5 — цинка 40-200 и свинца 130-500, 6 — цинка более 200 и свинца более 500); 7 — контуры ореолов (а — существующие, б — предполагаемые); 8 — фон

лия. В данном разделе приведены лишь изображения ореолов основных, наиболее важных элементов: свинца, цинка и серебра (рис. 34).

Моноэлементные ореолы на вертикальной продольной проекции имеют сложную конфигурацию, но их морфология в целом хорошо

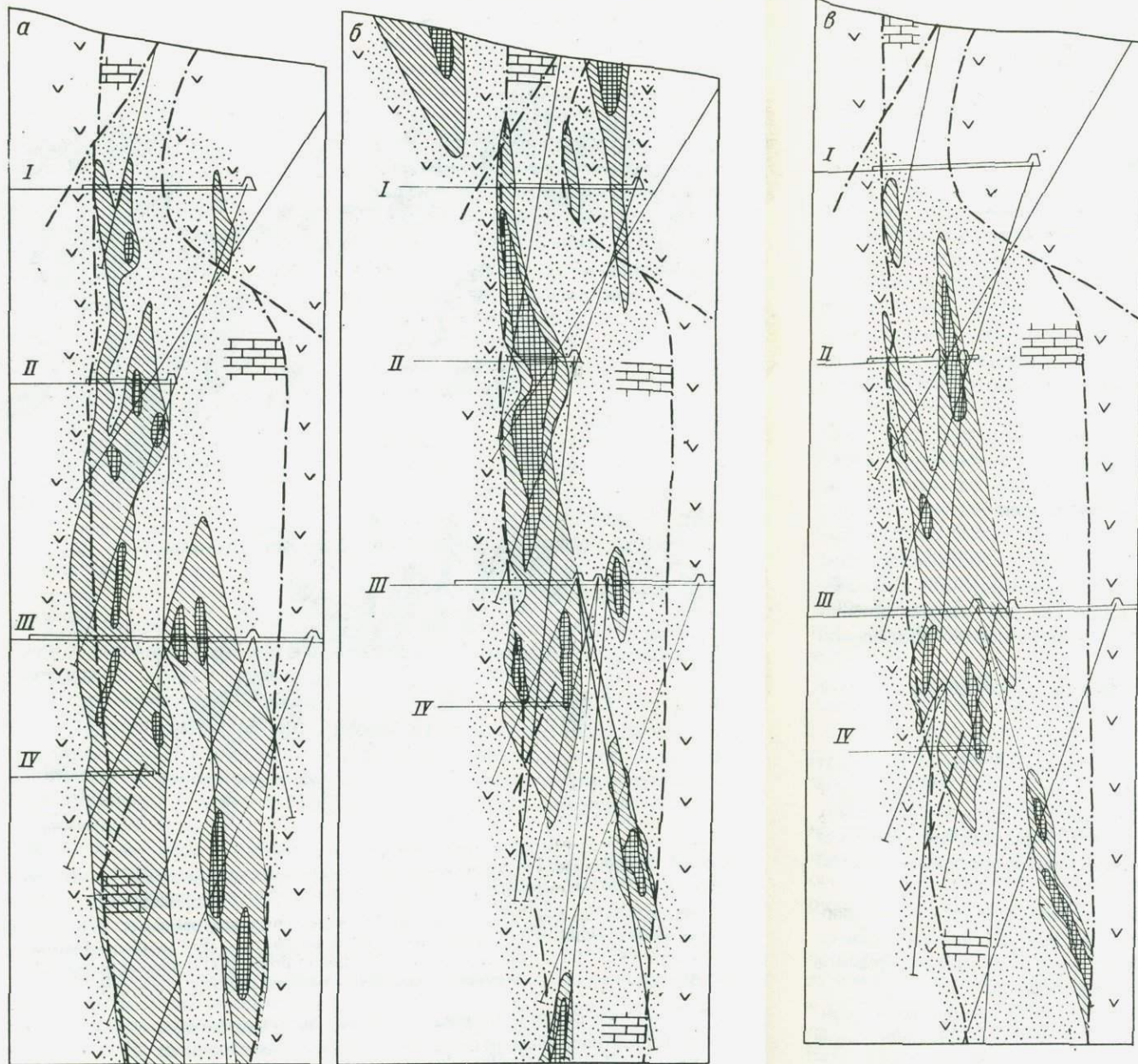


Рис. 35. Продуктивность эндогенных околорудных ореолов цинка (а), свинца (б) и серебра (в) на сводном вертикальном разрезе (содержание дано в условных единицах). Условные обозначения см. на рис. 34

Горизонты: I — штольни 11; II — штольни 6; III — штольни "Капитальная", IV — № 9. Пунктиром с точкой даны разрывные нарушения

увязывается пространственно с существующими рудными столбами. Ореолы образуют высокие аномальные поля в тех местах, где на вертикальной проекции наблюдается расположение вытянутых по вертикали рудных столбов. Наиболее протяженные и широкие ореолы на участке Надарбаза приурочены к карбонатным породам.

В пределах Нижней Квайсы на западном фланге месторождения все отстроенные ореолы повторяют западное склонение рудных тел, а в пределах центральной части на участке Верхняя Квайса — неопределенное и восточное склонение, на восточном фланге на участке Надарбаз ореолы имеют восточное склонение. Ореолы, отстроенные на сводном вертикальном разрезе, узкой полосой окаймляют рудные тела во внутри- и межразломном пространстве и вытягиваются в вертикальном направлении (рис. 35).

Ориентировка ореолов, отстроенных авторами в различных сечениях по отношению к рудным телам, обладает следующими особенностями: 1) ореолы на вертикальной продольной проекции отражают характерную форму, ориентировку и мощность рудных тел. Рудные тела и их ореолы

на всех трех участках расположены в плоскости южного или северного разлома и в пространстве не пересекают друг друга; 2) положение ореолов на горизонтальных планах определяется их отношением к конкретным рудным телам. Они всегда сопровождаются рудными телами, развиваясь вокруг них в виде замкнутых "чехлов"; 3) ореолы на сводных вертикальных разрезах показывают соотношение с рудными телами в поперечном сечении.

Важную информацию авторы получили, произведя систематическое сравнение *зависимости мощности ореолов от мощности рудных тел*. Соответствующая кратность этого отношения различна у разных элементов, по этому признаку их можно выстроить в специфические ряды, обнаруживающие зависимость от типа вмещающих пород (табл. 16).

Можно суммировать некоторые закономерности пространственного распределения элементов в руде и ореолах: 1) распределение главных металлов — свинца и цинка в каждом "элементарном" рудном теле подчиняется классической тенденции — свинец тяготеет к гипсометрически более высокому положению; 2) в целом по вертикали в рудной зоне распределение свинца и цинка не контрастно; 3) баритовые тела залегают автономно (смешанные барито-галенито-сфалеритовые руды практически отсутствуют). Гипсометрически они занимают не верхи рудных столбов, а находятся в промежутках между полиметаллическими рудными участками, что создает ритмичную латеральную зональность.

Чтобы выявить *ряды зональности элементов* и соответствующие им коэффициенты зональности, авторы вначале упорядочили пространственные соотношения элементов в руде и ореолах для "элементарных" рудных тел (концентрационных пятен) на вертикальной продольной проекции рудной зоны.

Выводы о положении ореолов по отношению к концентрационным центрам руды таковы.

По отношению к рудному цинку:

а) барий, стронций, марганец, бор, серебро, кадмий, свинец образуют ореолы, имеющие тенденцию располагаться выше центров максимальных значений содержаний цинка в руде; б) медь, кобальт, олово, молибден — элементы, ореолы которых имеют тенденцию располагаться ниже; в) неопределенное соотношение (вверх-вниз) занимают ореолы цинка.

По отношению к рудному свинцу: а) ореолы бария, стронция, марганца имеют тенденцию располагаться выше; б) ореолы серебра, кадмия, кобальта, олова, молибдена располагаются ниже; в) неопределенное соотношение (вверх — вниз) для ореолов бора и свинца.

Положение ореолов различных элементов по отношению к концентрационным центрам ореолов свинца и цинка имеют следующие тенденции.

По отношению к ореолу цинка: а) ореолы бария, стронция,

Таблица 16

Ряды элементов в порядке увеличения удельной мощности ореолов

Участок	Вмещающие породы	Ряды
Нижняя Квайса	Силикатные	Стронций (1,3) → кадмий, барий, олово (12–19) → цинк, серебро (23) → свинец, медь, бор (43–53) → марганец, кобальт, молибден (68–86)
Верхняя Квайса	Силикатные и карбонатные	Стронций, барий, кадмий (14–16) → свинец, серебро (32–46) → цинк, олово (68–76) → марганец (85) → медь, кобальт, молибден (117–121)
Надарбаз	Карбонатные	Стронций, барий (4–9) → молибден, кадмий (23–27) → свинец, серебро, медь, кобальт, олово, марганец (38–66) → цинк (99) → бор (107)

Примечание. Цифрами в скобках дано отношение мощности ореолов к мощности рудных тел.

марганца, бора, серебра, кадмия, свинца имеют тенденцию располагаться выше; б) ореолы меди, кобальта, молибдена, олова располагаются ниже; в) элементов, ореолы которых занимают неопределенное соотношение (вверх-вниз), нет.

По отношению к ореолу свинца: а) ореолы бария, стронция, бора, марганца имеют тенденцию располагаться выше; б) ореолы цинка, меди, кобальта, олова, молибдена располагаются ниже; в) неопределенное соотношение (вверх-вниз) характерно для ореолов серебра и кадмия.

С целью выявления зональности эндогенных ореолов были использованы методические рекомендации С.В. Григоряна. На основе этой методики проведены расчеты *коэффициента контрастности зональности* по Нижней и Верхней Квайсе, Надарбазу и выявлен ряд зональности ореолов (табл. 17).

Показатель зональности рассчитывался как отношение продуктивности ореола каждого элемента к сумме продуктивностей ореолов всех остальных ореолообразующих элементов. Вертикальная зональность ореолов фиксируется изменением показателя зональности по падению рудной зоны, а продольная — изменением по простиранию рудного тела.

Место каждого элемента в ряду зональности определяется в соответствии с гипсометрическим уровнем максимальных значений показателей зональности. Вид этого ряда для данного примера представлен в табл. 17. Как видно из таблицы, по всем трем участкам Квайсы наиболее близкие ряды зональности имеют Нижняя и Верхняя Квайса. Надарбаз по расположению элементов в ряду зональности отличается, но незначительно.

Таблица 17

## Состав первичных ореолов и величины коэффициента зональности

Участок	Элементы-индикаторы	Ряд зональности	Вид коэффициента	Изменение коэффициента сверху вниз	
				Предельные значения	Контрастность $K_3$
Нижняя Квайса	Pb, Zn, Cu, Ag, Cd, Tl, Ge, Mn, B, Ba, Sr, Co, Sn, Mo	Sr—Ba—B—Mn—Sn—Pb—Cu—Zn—Ag—Cd	$K_3 = \frac{Sr \cdot Ba}{Ag \cdot Cd}$	$n \cdot (10^4 - 10^1)$	$n \cdot 10^3$
Верхняя Квайса	Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, Mn, B, Ag, Cd, Ge, Tl, Sn, Co, Mo	Ba—Sr—B—Cd—Pb—Zn—Ag—Cu—Mn—Sn—Mo—Co	$K_3 = \frac{Sr \cdot Ba}{Ag \cdot Cd}$	$n \cdot (10^6 - 10^3)$	$n \cdot 10^3$
		B—Sr—Ba—Mn—Cd—Pb—Mo—Ag—Sn—Zn—Cu—Co		$n \cdot (10^5 - 10^3)$	$n \cdot 10^2$
Надарбаз	Ba, Sr, B, Ag, Cd, Mo, Pb, Zn, Cu, Tl, Co, Ge, Mn, Sn	Sr—Mo—Ba—Ag—B—Cd—Co—Pb—Zn—Mn—Cu—Sn	$K_3 = \frac{Sr \cdot Ba}{Ag \cdot Cd}$	$n \cdot (10^5 - 10^2)$	$n \cdot 10^3$

Вертикальная зональность ореолов выражается в дифференциальном распределении химических элементов для разных по глубине сечений (горизонтов) рудных тел. Вертикальные ряды зональности, приведенные в табл. 17 по разным участкам, имеют определенное сходство.

Место каждого элемента в ряду зональности определялось по максимальным значениям показателя зональности. В тех случаях, когда несколько элементов накапливались на одном уровне, их место в ряду устанавливалось по разности градиентов. Полученные ряды зональности идентичны и соответствуют единому ряду вертикальной зональности эндогенных ореолов, установленному Л.Н. Овчинниковым и С.В. Григоряном.

Продольная зональность ореолов обусловлена закономерным изменением основных параметров ореолов по простираению рудоносных зон. Эта зональность на Квайсе проявляется с запада на восток. На восток увеличивается продуктивность ореолов стронция, бария, олова, молиб-

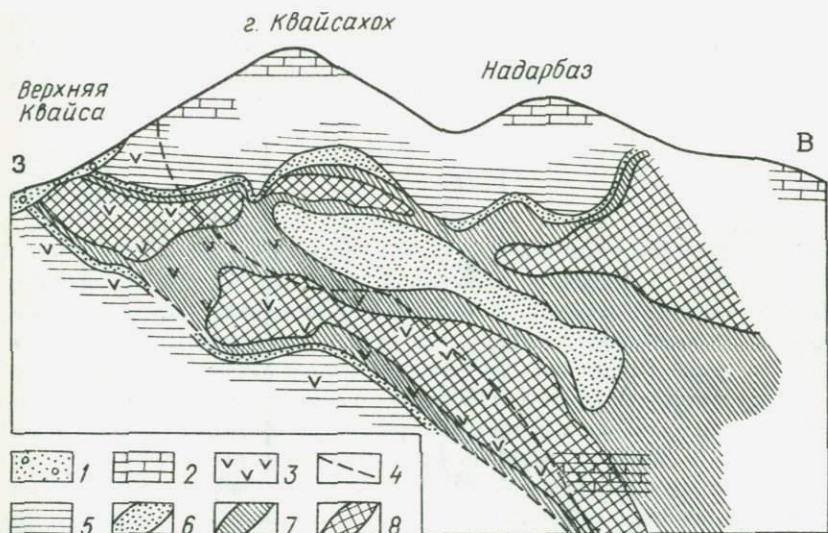


Рис. 36. Распределение значений главной компоненты  $Ag \cdot Cd$  (взвешенный аддитивный показатель) на продольной вертикальной проекции Квайсинского месторождения:

1 — четвертичные отложения; 2 — органогенные известняки верхней юры; 3 — вулканиты байоса; 4 — контур "клина" известняков; 5—8 — значения  $Ag \cdot Cd$  (5 — от  $-2$  до  $0$ , 6 — до  $1$ , 7 —  $1-3$ , 8 — более  $3$ )

дена, меди, цинка и кадмия, на запад — свинца и серебра. Для серебра и кадмия характерно также повышение продуктивности ореолов на среднем разведанном уровне рудных тел и на горизонте  $900$  м.

Для исследования комплексного состава околорудных ореолов был применен метод главных компонент. Модификация метода сводилась к вычислению главных компонент на ЭВМ по матрицам вариаций на основании программы, составленной Л.А. Верховской. Главные компоненты — это взвешенные аддитивные показатели комплексности. Каждая главная компонента объединяет элементы, имеющие тесные корреляционные связи между собой и относительно большие дисперсии. С помощью значений главной компоненты можно выделять ассоциации элементов, образующих контрастные аномалии.

Вычисления велись отдельно по ореольным пробам Нижней и Верхней Квайсы и Надарбаза. Полученные результаты подтвердили их статистическую значимость. По всем трем участкам этим методом была выделена ассоциация серебра и кадмия и показано, что эта ассоциация отмечает уровень свинцово-цинковых рудных тел по околорудному пространству (рис. 36).

Для количественной оценки зональности первичных ореолов место-

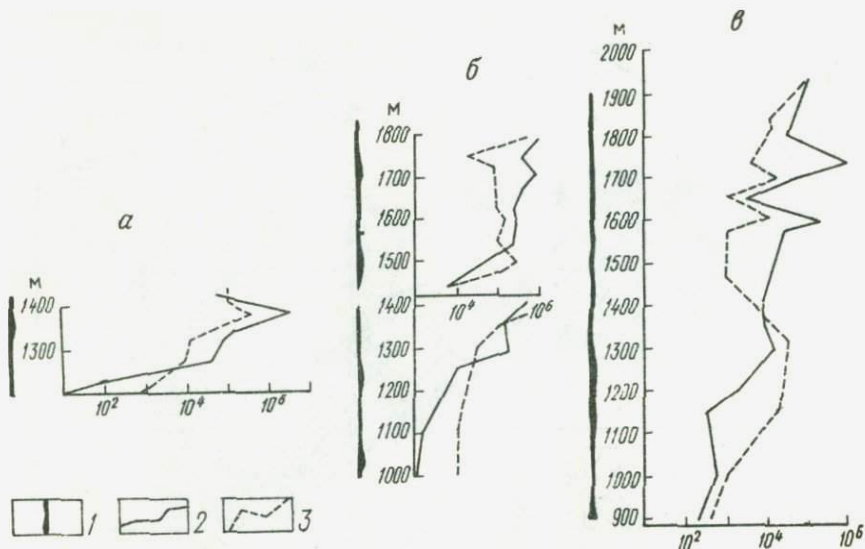


Рис. 37. Графики изменения величины коэффициента зональности  $K_3 = \text{Sr} \cdot \text{Ba} / \text{Ag} \cdot \text{Cd}$  по падению рудных тел Квайсинского месторождения:

а — Нижняя Квайса; б — Верхняя Квайса; в — Надарбаз.

1 — рудные тела; 2 — данные ореольных проб; 3 — по объединенным рудным и ореольным пробам

рождений использовались коэффициенты зональности  $K_3$ , рассчитанные по программе ЭВМ MULTIPLY. Они имеют следующий вид:  $K_3 = \text{Sr} \times \text{Ba} / (\text{Ag} \cdot \text{Cd})$  и  $K_3 = \text{Sr} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Ti} \cdot \text{Pb} / (\text{Zn} \cdot \text{Cd} \cdot \text{Sn} \cdot \text{Mo})$ . Устойчивые изменения величин этих коэффициентов по падению рудных тел на всех участках, а также высокая контрастность позволили принять их в качестве критерия для относительной оценки уровня подсечения оруденения и оценки перспективности геохимических аномалий, для поиска рудных тел (рис. 37).

Надарбазское рудное тело резко отличается по величине коэффициента зональности. Это вызвано, во-первых, расположением его в карбонатной среде и большой протяженностью руд по вертикали, а во-вторых, неравномерным содержанием элементов, входящих в числитель и в знаменатель коэффициента. В целом график имеет ломаный зигзагообразный вид, но при сглаживании видно его сходство с графиками по Верхней и Нижней Квайсе. Сравнивая мультипликативные графики, построенные для рудных проб и ореолов, можно видеть, что наиболее четкая картина отмечается именно в ореольных пробах.

Значения  $K_3 = \text{Sr} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Ti} \cdot \text{Pb} / (\text{Zn} \cdot \text{Cd} \cdot \text{Sn} \cdot \text{Mo})$  также закономерно уменьшаются с глубиной. Например, его величина для Нижней Квайсы меняется в пределах  $n(10^4 - 10^1)$ , для Верхней Квайсы  $n(10^5 - 10^2)$ ,

для Надарбаза  $n(10^4 - 10^1)$ . Контрастность коэффициента зональности для каждого участка составляет три порядка, что вполне достаточно для определения уровня подсечения соответствующего интервала оруденения.

## МИНЕРАЛОГИЯ

К настоящему времени в рудах Квайсинского месторождения обнаружены следующие минералы: основные — сфалерит, галенит, пирит, марказит, кварц, халцедон, опал, кальцит, калиевые слоистые силикаты, хлориты; второстепенные и редкие — вуртцит, халькопирит, арсенопирит, гринокит, гутчинсонит, тетраэдрит, фрейбергит, бравоит, акантит (?), миаргирит (?), ардаит; единичные минералогические находки — аурипигмент, самородные — золото, серебро, сурьма, медь; в зоне окисления присутствуют смитсонит, церуссит, англезит и гидроксиды железа. Из всех перечисленных минералов в руде по содержанию резко преобладают сфалерит, галенит, кальцит, слоистые силикаты и пирит.

Этими же минералами определяется и состав околорудных метасоматитов, с той лишь разницей, что галенит, сфалерит и дисульфиды железа выступают здесь в роли акцессорных минералов. Околорудные метасоматиты на Квайсинском месторождении относятся к формации низкотемпературных гидротермальных аргиллизитов и пространственно строго контролируются тектоническими нарушениями. Описание аргиллизитов ранее приводилось в работах Х.А. Тедиашвили, В.Г. Гогишвили, В.В. Надирадзе, В.Д. Гуниавы и Г.В. Гигиадзе, поэтому мы резюмируем эти данные, дополнив их своими наблюдениями.

Вмещающие породы Квайсинского месторождения представлены байосскими плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиридами, их туфами и рифогенными известняками верхней юры. Базальтоидные породы регионально пропилитизированы в дорудный этап. В известняках, особенно в тонкозернистых их разновидностях, регионально распространены одиночные идиоморфные метакристаллы кварца и тончайшая пиритовая вкрапленность, генетически связанные со стадией их диагенеза.

На ранней стадии рудного этапа локально вдоль разломов происходят интенсивное, но неравномерное окварцевание и пиритизация базальтоидов и незначительная перекристаллизация известняков с укрупнением зерна. Окварцевание и пиритизация известняков для околорудного ореола нехарактерны. На нижних горизонтах (VIII, IX) Квайсинского месторождения обнаружена слабая доломитизация.

Метасоматические преобразования вмещающих пород, относимые к собственно сульфидной стадии рудного этапа, выражены в широко проявленной аргиллизации порфиридов и известняков. В аргиллизитах резко преобладают диоктаэдрические, смешанослойные слюда-монтмо-

риллониты и хлориты, в незначительных количествах присутствуют диоктаэдрический монтмориллонит и каолинит \*. Аргиллизацию сопровождает карбонатизация. Таким образом, околорудные метасоматиты относятся к карбонат-аргиллизитовой субформации.

В послерудный этап происходит интенсивная перекристаллизация известняков в форме многочисленных кальцитовых прожилков, пересекающих руду и безрудные известняки на месторождении и далеко за его пределами. Эти прожилки по времени образования могут быть сопоставлены с многочисленными автометаморфическими кварц-кальцит-цеолитовыми прожилками, развитыми регионально по всей толще пропилизитизированных и околорудно-метасоматически измененных базальтоидов. Общая последовательность минералообразования в пределах Квайсинского рудного поля схематически показана на рис. 26.

Вертикальная метасоматическая зональность как в известняках, так и в базальтоидах во всем доступном изучению вертикальном диапазоне (более 1300 м) практически отсутствует. Отмеченные выше среди порфириров рудной зоны метасоматические изменения носят неравномерный характер. Отсутствует закономерность (или существенные направленные изменения) в распределении содержаний любого химического элемента. К подобному же выводу пришел ранее Р.Н. Гудиашвили.

Из сравнения химических составов известняков верхней юры, не измененных в процессе рудообразования — фоновых (Квайса-Хох, Часавали-Хох, Надарбази-Цвери), и их околорудного ореола также следует неравномерность метасоматических преобразований в известняках, вследствие которой отсутствуют упорядоченные, направленные в сторону рудной зоны изменения в их химическом составе. Можно сделать лишь общий вывод, что вблизи рудной зоны происходит небольшое обогащение (привнос) известняков железом (пиритизация, гематитизация), кремнием, алюминием, калием (окварцевание, гидрослюдизация), барием, свинцом, цинком (аксессуарный барит, галенит, сфалерит) и обеднение (вынос) кальцием. Содержания в известняках меди, лития и стронция существенно не меняются.

В околорудных ореолах месторождения в роли индикаторов оруденения, способствующих разделению околорудного пространства, могут выступать три группы минералов: пириты, хлориты и калиевые слоистые силикаты.

**Пириты.** Исследование химического состава, физических свойств и кристалломорфологии большого числа пиритов Квайсинского месторождения позволило А.Э. Китаенко прийти к заключению, что наиболее

---

\* Триоктаэдрический монтмориллонит встречен исключительно среди силикатных пород байоса, он выполняет миндалины в пропилизитизированных порфиритах, замещая хлорит.

информативными признаками в данном случае будут состав и содержание элементов-примесей в пиритах. Он предложил индикаторное отношение  $Pb \cdot Ag \cdot Mn / (Cu \cdot Co \cdot Ti)$ , которое наиболее контрастно в пиритах разных стадий минералообразования Квайсинского рудного поля. Вкрапленный пирит из околорудного пространства по величине индикаторного отношения принципиально отличается от пиритов, распространенных в регионе. Это дает возможность с достаточной долей уверенности классифицировать зоны пиритизации в породах на продуктивные (свинцово-цинковые руды) и непродуктивные (пустые). По величине этого отношения отчетливо различаются пириты из месторождений серноколчеданного и свинцово-цинкового типов: если для первых оно составляет 4,6 (10 проб), то для вторых — 1567,8 (64 пробы).

**Хлориты.** Все хлориты Квайсинского рудного поля по химическому составу можно разделить на две группы: железо-магниевые и железистые (табл. 18).

Железо-магниевые хлориты наиболее типичны для пропилитизированных порфириров байоса: развиваются по базису породы, выполняют зоны расланцевания и тектонических нарушений. Обычно они представлены хлоритом со структурным пакетом II б. В известняках хлориты этого политипа очень редки и если встречаются, то только в зонах тектонического дробления и расланцевания пород, где не исключено присутствие "затащенных" базальтоидных фрагментов. Присутствие обломков порфириров среди брекчированных карбонатных пород — явление обычное для Квайсинского месторождения. Эти хлориты, согласно исследованиям О.В. Русиновой [32], Б. Брауна, С. Бейли и Дж. Хейеса, наиболее устойчивы и широко распространены в природе.

Среди железо-магневых хлоритов авторами выделена подгруппа хлоритов с высоким содержанием цинка<sup>1</sup>. В количественном отношении они занимают подчиненное положение, но, как показано Н.С. Самсоновой и др. [44], играют важную роль в качестве индикатора на цинковое оруденение. Цинковые хлориты образуют гнезда и прожилки в зонах брекчирования руды и выходят за пределы рудной зоны в околорудный ореол. Все известные к настоящему времени хлориты с высоким содержанием цинка, в том числе и Квайсинские, относятся к политипу Ia.

Железистые хлориты (с высоким содержанием  $Fe_2O_3$ ) приурочены исключительно к рудной зоне, и их происхождение связано с процессом сульфидного рудообразования. В порфиритах они развиваются в рудолокализирующих разломах в виде прожилков и метасоматическим путем по более ранним железо-магневым хлоритам. В рудной зоне среди известняков железистые хлориты слагают гнезда на всем исследованном

<sup>1</sup> Отсутствие или очень низкий уровень содержания сульфидной серы при высоком содержании цинка свидетельствует о том, что в этих хлоритах нет механической примеси сфалерита.

Таблица 18

Химические составы и кристаллохимические формулы образцов 1–8 хлоритов  
Квайсинского месторождения (массовое содержание, %) (аналитик В.Д. Богомолова, ИМГРЭ)

Оксиды и показатели	Порфириды			Северный разлом, контакт из- вестняков и порфи- ритов	Известняки			Южный раз- лом, рудная зона в изве- стняках на контакте с порфири- тами
	по тре- щинам вне рудной зоны	гнездо вблизи руд- ной зоны	в минда- линах, зо- на гидро- термально- го из- менения		брекчиро- ванная руд- ная зона	гнездо в рудной зоне		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	34,07	34,59	30,32	29,40	25,90	27,04	25,85	24,93
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,21	Не обн.	0,05	0,78	0,11	0,60	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	14,55	12,14	13,93	9,12	14,92	18,13	13,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,93	3,56	13,08	11,54	12,72	22,87	6,32	2,97
FeO	13,07	16,23	12,86	14,07	13,37	7,54	5,55	7,90
MnO	0,12	0,38	0,52	0,45	0,04	Не обн.	0,05	0,07
MgO	13,24	14,69	14,78	14,66	10,19	10,24	10,20	14,74
CaO	3,75	2,50	1,90	1,86	3,11	3,13	0,92	1,67
ZnO	0,16	—	—	Не обн.	11,34	—	19,77	22,53
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,08	0,06	0,57	Не обн.	0,05	Не обн.	0,07
K <sub>2</sub> O	0,50	0,77	Не обн.	0,75	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	Не обн.	0,25	0,13	1,32	1,00	0,21	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,17	9,19	11,02	12,07	11,51	9,60	11,04	9,72
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,58	1,19	3,35	0,66	0,14	0,81	0,53	1,03

CO <sub>2</sub>	1,97	2,38	Не обн.	0,75	Не обн.	2,20	Не обн.	0,87
S <sub>сульф</sub>	0,36	0,07	Не обн.	Не обн.	0,10	0,05	0,50	0,07
Сумма ( без исп- правления) – O=S	100,59 – 0,18	100,39 – 0,04	100,28 –	100,89 –	99,64 – 0,05	99,56 – 0,02	99,67 – 0,25	100,39 – 0,04
Сумма	100,41	100,35	100,28	100,89	99,59	99,54	99,42	100,35
Политип	IIв	IIb	Ib β=90°	Ib β=90°	Ib β=90°	Ib β=90°	Ia	Ia
Nm	1,590	—	—	1,603	1,649	—	1,617	1,637

Кристаллохимические формулы для образцов 1–8

- 1\* Ca<sub>0,57</sub> (Na<sub>0,21</sub> K<sub>0,18</sub>) [(Mg<sub>5,78</sub> Fe<sub>3,09</sub><sup>+2</sup>) (Al<sub>3,15</sub> Fe<sub>1,08</sub><sup>+3</sup>)]<sub>13,11</sub> (Si<sub>9,93</sub> Al<sub>2,07</sub>)<sub>12</sub>O<sub>30</sub> (OH)<sub>18</sub>  
 2 [(Mg<sub>2,70</sub> Fe<sub>1,66</sub><sup>+2</sup> Mn<sub>0,03</sub>) (Al<sub>1,65</sub> Fe<sub>0,33</sub><sup>+3</sup>)]<sub>6,37</sub> (Si<sub>3,90</sub> Al<sub>0,10</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>5,20</sub> O<sub>2,80</sub>  
 3 Ca<sub>0,23</sub> [(Mg<sub>2,53</sub> Fe<sub>1,23</sub><sup>+2</sup> Mn<sub>0,05</sub>) (Al<sub>1,14</sub> Fe<sub>1,12</sub><sup>+3</sup>)]<sub>6,07</sub> (Si<sub>3,47</sub> Al<sub>0,51</sub> P<sub>0,02</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>5,60</sub> O<sub>2,40</sub>  
 4 (Ca<sub>0,11</sub> Na<sub>0,14</sub>) [(Mg<sub>2,68</sub> Fe<sub>1,44</sub><sup>+2</sup> Mn<sub>0,05</sub>) (Fe<sub>1,07</sub> Al<sub>0,94</sub>)<sup>+3</sup>]<sub>6,18</sub> (Si<sub>3,27</sub> Al<sub>0,72</sub> P<sub>0,01</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>6,02</sub>  
 5 Ca<sub>0,41</sub> [(Mg<sub>1,86</sub> Fe<sub>1,37</sub><sup>+2</sup> Zn<sub>1,03</sub>) (Fe<sub>1,17</sub> Al<sub>0,70</sub>)<sup>+3</sup>]<sub>6,13</sub> (Si<sub>3,18</sub> Al<sub>0,62</sub> P<sub>0,13</sub> Ti<sub>0,07</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>5,45</sub> O<sub>2,55</sub>  
 6 Ca<sub>0,12</sub> [(Mg<sub>1,82</sub> Fe<sub>0,74</sub><sup>+2</sup>) (Fe<sub>2,04</sub> Al<sub>1,39</sub>)<sup>+3</sup>]<sub>5,99</sub> (Si<sub>3,20</sub> Al<sub>0,69</sub> P<sub>0,10</sub> Ti<sub>0,01</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>5,40</sub> O<sub>2,60</sub>  
 7 Ca<sub>0,11</sub> [(Mg<sub>1,78</sub> Zn<sub>1,62</sub> Fe<sub>0,54</sub><sup>+2</sup>) (Al<sub>1,61</sub> Fe<sub>0,56</sub>)<sup>+3</sup>]<sub>6,11</sub> (Si<sub>3,03</sub> Al<sub>0,90</sub> Ti<sub>0,05</sub> P<sub>0,02</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>6,20</sub> O<sub>1,80</sub>  
 8 Ca<sub>0,09</sub> [(Mg<sub>2,48</sub> Zn<sub>1,87</sub> Fe<sub>0,74</sub><sup>+2</sup>) (Al<sub>0,60</sub> Fe<sub>0,25</sub>)<sup>+3</sup>]<sub>5,94</sub> (Si<sub>2,81</sub> Al<sub>1,19</sub>)<sub>10</sub>(OH)<sub>8,08</sub>

\* Образец представлен неупорядоченным смешанослойным хлорит-монтмориллонитом с преобладанием хлоритовых слоев.

вертикальном диапазоне месторождения. Обычно железистые хлориты являются ортогексагональными (политип  $Ib \beta = 90^\circ$ ). Некоторые исследователи, например Г.В. Карпова, А.Г. Коссовская, Дж. Хейес, рассматривают хлориты со структурным пакетом  $Ib \beta = 90^\circ$  как возникшие диагенетическим путем в осадочных горных породах. Однако на Квайсинском месторождении в этих хлоритах обнаружен цинк в различных количествах, что свидетельствует об их генетической связи с процессом рудообразования. На связь цинксодержащих хлоритов с рудообразованием указывали в 1975 г. Б.Ф. Василевский и в 1977 г. А.Н. Ширяев. Появление железистых хлоритов в рудной зоне обычно, оно описано для медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и других сульфидных рудных месторождений О.В. Русиновой [32], Э.И. Алышевой, Н.С. Самсоновой [34], В.Б. Чекваидзе и др. [43].

Выделение трех типов структурных пакетов хлоритов проводилось авторами по дебаграммам, снятым в камере РКД 57,3 мм на нефиль-

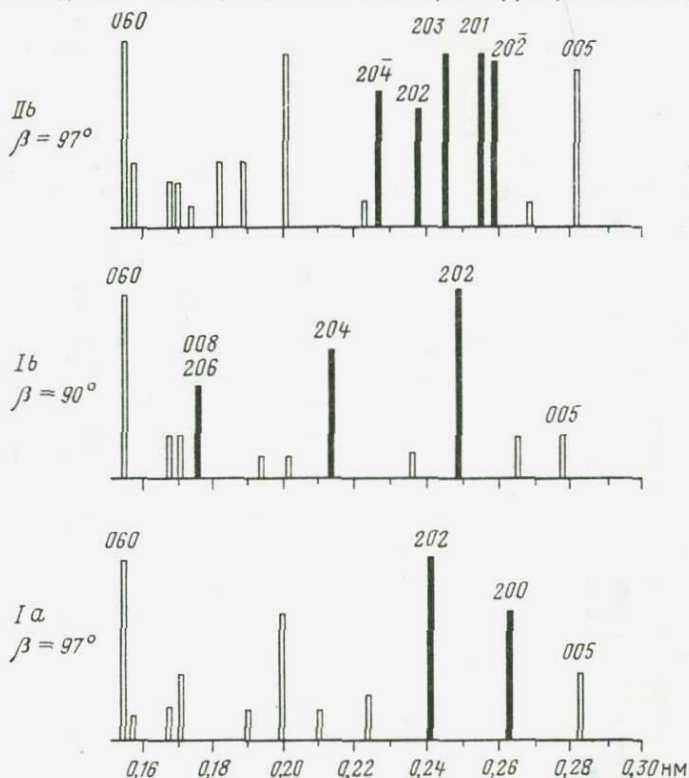


Рис. 38. Схематическое изображение порошковых диаграмм хлоритов различных политипов в диагностической области  $d = 0,15-0,3$  нм.

Черные полосы — диагностические для данного типа структурного пакета.

трованном железном излучении. Схематическое изображение порошкограмм хлоритов в диагностической области ( $d = 0,15-0,3$  нм) приведено на рис. 38, они близко соответствуют эталонным порошкограммам хлоритов, приведенным в работах Б. Брауна, С. Бейли и Дж. Хейеса. По величине  $d(060)$  все хлориты должны быть отнесены к триоктаэдрическим. При расчете химического состава хлоритов на кристаллохимические формулы (см. табл. 18) вводились поправки на механическую примесь пирита, кальцита и калиевой гидрослюда по содержаниям в анализе сульфидной серы, углекислоты и калия соответственно. Количество примесного кальцита уточнялось, согласно методике В.А. Дрица, по кривым потери массы в интервале температур  $750-770$  °С. Количество воды, учитывавшейся при расчете, определялось по кривым нагревания и потери массы при температуре выше  $200$  °С. Расчет проводился на анионный каркас:  $O_{10}(OH)_8$ . По классификации, предложенной М. Фостер и М. Хеем, железо-магниевого хлориты по соотношению между кремнием, железом и суммой двухвалентных октаэдрических катионов должны быть отнесены к диабантитам, тогда как железистые хлориты околорудного ореола являются бруншвигитами, а цинковые хлориты цинковыми — клинохлорами, если считать, что цинк в структуре занимает позиции магния.

Детальным дифрактометрическим исследованием хлоритов (в сухом состоянии, насыщенном глицерином, прокаленных при  $600$  °С в течение 1 ч) установлено, что подавляющее их большинство не содержит подвижных межслоевых промежутков. Смешанослойные хлорит-монтмориллониты пользуются небольшим распространением и исключительно среди базальтоидов байоса, вне рудной зоны. В табл. 18 (см. образец 1) приведен химический состав смешанослойного хлорит-монтмориллонита, в котором хлоритовые пакеты количественно преобладают над монтмориллонитовыми. При расчете его состава на формулу соотношение пакетов условно было принято равным 2:1, и расчет проводился на анионный каркас  $O_{10}(OH)_8 + O_{10}(OH)_8 + O_{10}(OH)_2$ , т. е. на 48 атомов кислорода. Из сопоставления дифрактограмм смешанослойных хлорит-монтмориллонитов с эталонными, приведенного В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым, следует, что все они преимущественно разупорядочены, с различным количественным соотношением слоев хлорита  $w_x$  и монтмориллонита  $w_m$ , варьирующим в пределах  $w_x:w_m$  от 0,8:0,2 до 0,2:0,8. И только в одном случае (штольня Капитальная) был встречен корренсит с упорядоченным чередованием слоев. Согласно О.В. и В.Л. Русиновым [32], присутствие неупорядоченных хлорит-монтмориллонитов — свидетельство низкой температуры и малой скорости минералообразования.

Таким образом, по химическому составу и структурным особенностям хлориты из вмещающих пород Квайсинского месторождения пространственно и хронологически разделились. Рудная зона и околорудные

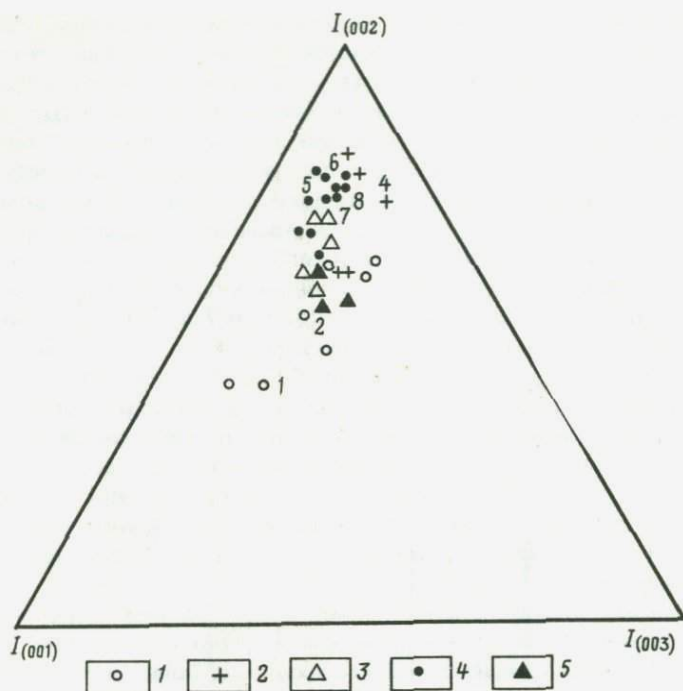


Рис. 39. Диаграмма соотношения интенсивностей трех первых базальных отражений хлорита.

Хлорит из порфиров (1), зоны тектонического контакта известняков и порфиров (2), из гнезд и прожилков в известняках вне рудной зоны (3), известняков рудной зоны (4) и меловых известняков (5). Цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 18.

метасоматиты характеризуются преимущественно железистыми и в меньшей степени цинксодержащими хлоритами со структурными пакетами соответственно  $1b \beta = 90^\circ$  и  $1a \beta = 97^\circ$ . Для регионально пропилитизированных вмещающих базальтоидов характерен железо-магниевый хлорит со структурным пакетом  $11b$  и смешанослойные хлорит-монтмориллониты. В диагенетически измененных известняках вне рудной зоны хлорит практически отсутствует.

Подобное распределение хлоритов в околорудном пространстве можно рассматривать как *закономерное*, поскольку оно отмечалось и на других сульфидных месторождениях, и достаточно важное в практическом отношении: оно позволяет оконтуривать перспективные на оруденение зоны. Однако при минералогическом картировании таких зон химические методы анализа хлоритов не могут иметь широкого распространения, поскольку они трудоемки и дорогостоящи. Для массо-

вых определений типоморфных свойств хлоритов наиболее перспективны экспрессные рентгеновские порошковые методы (дебаграммы, дифрактограммы) и в меньшей степени — простые оптические методы.

Быстро и достаточно надежно проводить предварительную разбраковку хлоритов по железистости при решении прикладных задач позволяет также метод, предложенный К. Оинума в 1972 г., который основан на зависимости соотношения трех первых базальных отражений, измеренных по дифрактограммам, от состава хлорита.

На рис. 39 приведено соотношение интенсивностей базальных отражений для хлоритов Квайсинского поля. Нижнюю часть этой диаграммы занимают смешанослойные хлорит-монтмориллониты внешних зон измененных вмещающих пород. Выше располагаются железо-магниевые хлориты из порфириров и юрских известняков вне рудной зоны, а также меловых известняков. В верхней части диаграммы — преимущественно железистые хлориты из рудной зоны в известняках и цинковые хлориты.

Кривые нагревания и потери массы рассматриваемых хлоритов (рис. 40) не передают различий структуры, но они позволили разделить хлориты на две группы: из порфириров, подвергшиеся региональной пропилизации (см. рис. 40, а), и рудной и пострудной стадий (см. рис. 40, б). Первые характеризуются одноэтапным выделением структурной воды; температура эндотермической реакции 620 °С. Для вторых наблюдается отчетливая двухэтапная диссоциация с эндотермическими эффектами при 540–610 и 710–780 °С.

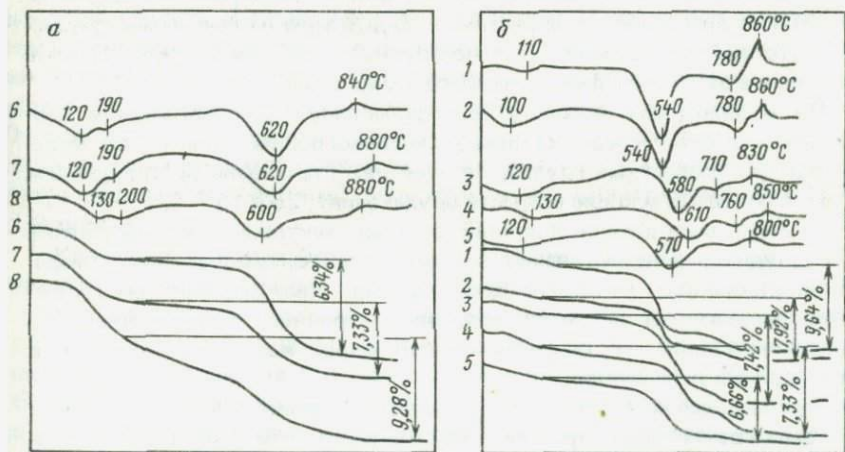


Рис. 40. Кривые нагревания и потери массы хлоритов с одноэтапной (а) и двухэтапной (б) диссоциацией.

Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 18. На графиках в процентах дана потеря массы при температуре свыше 200 °С

Таким образом, хлориты со структурным пакетом  $1b \beta = 90^\circ$  четко фиксируют рудные зоны. При региональном минералогическом картировании толщи пропилитизированных базальтоидов они маркируют также все зоны, подвергшиеся гидротермальной проработке. В этих зонах одновременно повышается содержание калия за счет появления калиевых гидрослюд. В автометаморфических кальцит-кварц-цеолитовых региональных прожилках калиевые минералы не возникают.

**Калиевые слоистые силикаты.** Они являются наиболее характерными породообразующими минералами околорудных аргиллизитов Квайсинского месторождения. Методом минералогического картирования было выявлено распределение их минеральных видов и поли-типов. При диагностике использовался рентгеновский метод — дебаеграммы и дифрактограммы.

Среди калиевых слоистых силикатов Квайсинского месторождения основной объем приходится на смешанослойные минералы — слюда-монтмориллониты с соотношением слоев  $w_c$  (слюдяных) к  $w_m$  (монтмориллонитовых), равным 0,8:0,2, и тенденцией к упорядочению в их чередовании, принадлежащие к низкотемпературной политипной модификации 1M. Реже встречаются слюда-монтмориллониты с иным соотношением слоев — 0,9:0,1; 0,7:0,3; 0,6:0,4 и 0,5:0,5. Последнее отношение соответствует ректориту. Исключительно к рудным зонам приурочены единичные находки гидромусковитов политипов 1M (без лабильных промежутков) и 2M<sub>1</sub>.

Смешанослойные слюда-монтмориллониты образуются в широком временном диапазоне: предшествуют оруденению на начальных стадиях и сопутствуют оруденению, а в пострудный этап цементируют брекчированные в результате динамометаморфизма руды.

По абсолютному возрасту, определенному калий-аргоновым изотопным методом, среди калиевых смешанослойных минералов выделяются три возрастные группы (в млн. лет): примерно 50 (по данным авторов соответствующие возрасту оруденения), 25 и 15.

Помимо выполнения полостей в зонах тектонических нарушений и прерудного выщелачивания в известняках смешанослойные слюда-монтмориллониты в околорудном ореоле Квайсинского месторождения развиваются путем преобразования ранних, сингенетичных известняков глинистых осадков, заполняющих карстовые полости в органогенных известняках.

Для определения политипии слоистых силикатов было отснято 276 дебаеграмм (Fe-излучение). Соотношение компонентов в смешанослойных минералах и степень упорядочения в чередовании слоев определялись по дифрактограммам природного материала, насыщенного глицерином и прокаленного при  $600^\circ\text{C}$  в течение 1 ч. Всего с этой целью записано около 300 дифрактограмм в интервале углов  $2\theta$  от 2 до  $34^\circ$  (Cu-излучение, с графитовым монохроматором). Соотноше-

ние слюдяных и монтмориллонитовых слоев в смешанослойных слюда-монтмориллонитах определялось сравнением со стандартными дифрактограммами, приведенными в работе В.А. Дрица и Б.А. Сахарова.

На материале, полученном по Квайсинскому месторождению, подтверждаются подмеченные Ю.С. Дьяконовым и Г.Т. Волостных особенности смешанослойных слюда-монтмориллонитов из аргиллизитов — отсутствие составов, промежуточных между ректоритом ( $\bar{0},5:0,5$ ) и монтмориллонитом, тогда как между слюдой и ректоритом присутствует полный ряд; с приближением к рудному телу доля монтмориллонита в смешанослойных слюда-монтмориллонитах уменьшается; чередование слоев в большинстве случаев упорядоченное или с тенденцией к упорядочению. Слюда-монтмориллониты без признаков упорядочения слоев составляют менее 20 %. Эти особенности характерны также для смешанослойных слюда-монтмориллонитов из аргиллизированных пород. Химические составы смешанослойных слюда-монтмориллонитов и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 19.

Кристаллохимические формулы диоктаэдрических смешанослойных слюда-монтмориллонитов рассчитывали на анионный каркас  $O_{10}(OH)_2$ . Механическую примесь кальцита и пирита вычитали в соответствии с количеством определенных анализом  $CO_2$  и сульфидной серы. Воду  $H_2O^-$  при расчете катионного состава не учитывали, но принимали во внимание при определении количества свободной молекулярной воды. Значение  $H_2O^+$  устанавливали по кривым нагревания и потери массы.

По составу все смешанослойные слюда-монтмориллониты независимо от возраста и геологического положения существенно алюминевые. Соотношение катионов в октаэдрической и тетраэдрической группах меняется незначительно. В наполнении межслоевого пространства кроме калия принимают участие кальций, натрий и молекулы воды. Относительная однородность химического состава калиевых смешанослойных слюда-монтмориллонитов устанавливается и по величине параметра решетки  $b_0$ , который был измерен по дебаеграммам для 117 образцов.

Калиевые слоистые силикаты с высокими содержаниями железа — селадониты и глаукониты — на Квайсинском рудном поле отсутствуют.

Калийсодержащие околорудные слоистые силикаты Квайсинского рудного поля долгое время именовались сколитами. Но исследования сколитов, проведенные У.И. Феношиной и В.А. Дрицем, А. Вийвиором, Б. Лаккой, И. Явазинской, И.Г. Демчук, Л.А. Шестобитовой и другими, в том числе прототипов из месторождения Сколе, привели к выводу, что сколиты — это обычные, широко распространенные смешанослойные слюда-монтмориллониты или смеси, состоящие из нескольких разновидностей слюда-монтмориллонитов с различным соотношением слоев. К этому же выводу пришли и авторы, которые присоединяются к мнению В.Д. Шутова о том, что от термина "сколит" следует отказаться.

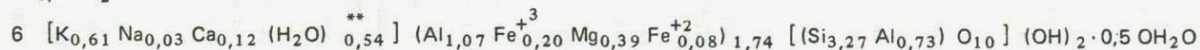
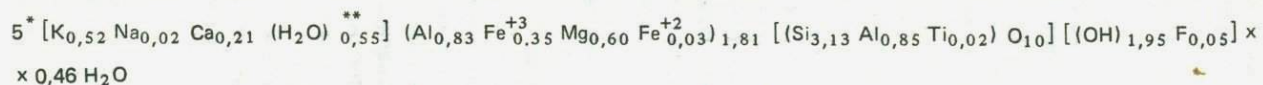
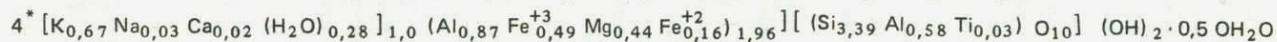
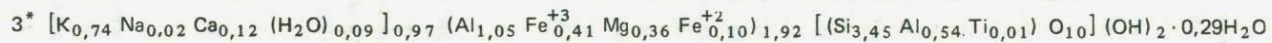
Таблица 19

Химические составы и кристаллохимические формулы смешанослойных слюда-монтмориллонитов (образцы 1–6) Квайсинского месторождения (массовое содержание, %)

Оксиды и показатели	Из прожилка, секущего известняки K <sub>1</sub>	Из порфириров		Из известняков		Штольня Надежда из альбитофинов
		Горизонт IX, рудная зона	Периферия ореола	Горизонт IV, рудная зона	Штольня Капитальная, безрудные известняки	
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	47,78	55,64	49,38	47,62	44,27	49,10
TiO <sub>2</sub>	1,97	1,04	0,24	0,53	0,47	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,52	15,23	19,34	17,24	20,17	22,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,09	3,18	7,77	9,13	6,56	4,44
FeO	2,12	2,58	1,89	2,80	1,63	1,53
MnO	не обн.	0,07	0,03	не обн.	0,02	0,05
MgO	4,12	4,46	3,51	4,15	5,72	3,83
CaO	2,64	2,94	1,65	2,00	2,83	1,69
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,24	0,16	0,19	0,13	0,24
K <sub>2</sub> O	7,07	7,68	8,37	7,38	5,76	7,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,28	—	не обн.	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,24	1,86	1,26	2,11	1,98	2,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	5,12	4,40	6,09	5,40	7,32	6,76
F	0,15	—	не обн.	—	0,24	не обн.
CO <sub>2</sub>	0,59	0,40	не обн.	1,73	не обн.	не обн.
S <sub>сульф</sub>	0,18	0,12	0,21	0,10	3,30 (SO <sub>3</sub> )	не обн.
Сумма (без исправления) — O = F, S	100,39 -0,16	100,12 -0,06	99,90 -0,10	100,38 -0,05	100,40 -0,12	100,22 —

Сумма	100,23	100,06	99,80	100,33	100,28	100,22
Аналитики	Т.А. Мачихина	В.Д. Богомолова	Л.П. Юрченкова	В.Д. Богомолова	Л.П. Юрченкова	Л.П. Юрченкова
Возраст (млн. лет)	24 ± 1,2	50 ± 2,5	—	48 ± 2,4	—	—
w <sub>c</sub> : w <sub>M</sub>	0,7: 0,3	0,8: 0,2	0,8: 0,2	0,8: 0,2	0,8: 0,2	—

Кристаллохимические формулы для образцов 1 – 6



\* При анализах образцов вода H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> определялась по кривым нагревания и потери массы.

\*\* Количество межслоевой воды, по-видимому, завышено за счет воды адсорбционной, низкотемпературной.

В отличие от хлоритов значительная однородность политипии и химического состава смешанослойных слюда-монтмориллонитов в околорудных ореолах Квайсинского месторождения не позволяет использовать последние для разделения околорудного пространства с их помощью.

Трудности применения породообразующих минералов аргиллизитов для выявления их зональной структуры и направления к рудному телу обусловлены общей неконтрастной вертикальной и латеральной зональностями рудных зон Квайсы. А сама эта неконтрастная зональность обусловлена "растянутостью" зоны рудоотложения в вертикальном направлении: оруденение непрерывно продолжается на интервале 1200 м и ниже не заканчивается (см. выше).

Тем не менее авторами обнаружены признаки зональности околорудных метасоматитов в направлении, перпендикулярном к плоскости крутопадающих рудных зон. В латеральном направлении индикаторным признаком, указывающим на степень удаленности от рудного тела, является не количество элементов-примесей (как у пиритов), не общий химический состав и политипия (как у хлоритов), а соотношение слоев в смешанослойных слюда-монтмориллонитах. По соотношению слоев и степени упорядоченности их чередования намечается следующий ряд, соответствующий направлению от рудного тела в сторону вмещающих пород: рудная и близрудная зона — диоктаэдрический монтмориллонит<sup>1</sup>, каолинит, гидрослюда 1М и 2М<sub>1</sub>, смешанослойные слюда-монтмориллониты с  $w_C : w_M$ , равным 0,9:0,1; 0,8:0,2, и неупорядоченным чередованием слоев → периферия околорудного ореола — смешанослойные слюда-монтмориллониты с соотношением слоев  $w_C : w_M$ , примерно равным 0,8:0,2; 0,7:0,3, и упорядоченным их чередованием или с тенденцией к упорядочению.

**Кальциты.** В литературе по карбонатам есть многочисленные упоминания о разделении кальцитов по содержанию элементов-примесей и связанном с ним различием в термолюминесценции. На Квайсинском рудном поле термолюминесценция кальцитов изучалась Г.П. Кременецкой. Исследовались кальциты рудной стадии, ассоциирующие с галенитом и сфалеритом, пострудные метаморфогенные кальцитовые прожилки в известняках и кальциты карстовых полостей в известняках верхней юры (табл. 20).

Термолюминесцентный анализ проводился следующим образом. Навеска кальцита (50 мг) исследовалась дважды в идентичных условиях при напряжении на ФЭУ 2100 В. За условную единицу интенсивности

<sup>1</sup> Состав диоктаэдрического монтмориллонита в пересчете на формулу (на анионный каркас  $O_{10}(OH)_2$ ):

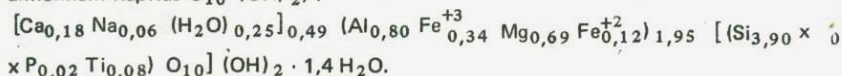


Таблица 20

Средние содержания микроэлементов  
и термолюминесцентные свойства кальцитов различных стадий  
Квайсинского месторождения (по Г.П. Кременецкой)

Кальциты	Содержание, г/т								$t_{1,}^{\circ}\text{C}$	$I_1$	$t_{2,}^{\circ}\text{C}$	$I_2$
	Sr	Ba	Mn	Cu	Ag	Pb	Sc	Ti				
Стадии												
рудная	51	2900	10917	5	2	61	12	—	234	132	350	61
послерудная (метаморфогенные и цеолит-карбо- натные прожилки)												
внутри зоны	17	114	3414	7	9	371	23	—	227	1094	339	395
вне зоны	21	1752	90	3	0,8	4	—	—	228	821	338	331
Из карстовых полостей	24	442	30	7	—	19	—	59	276	7	408	28

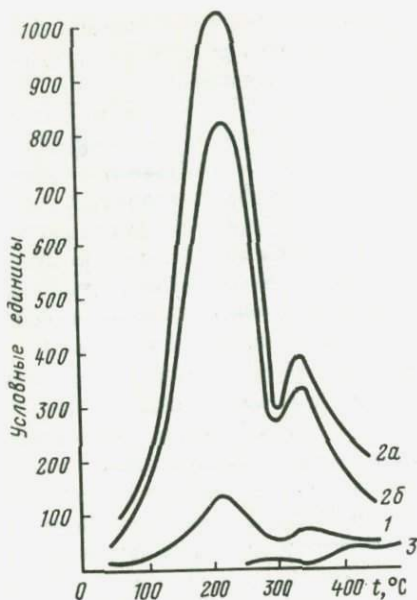


Рис. 41. Кривые интенсивности свечения кальцитов из различных ассоциаций Квайсинского месторождения (по Г.П. Кременецкой).

Кальциты: 1 — рудной стадии; 2 — из метаморфогенных и цеолит-карбонатных прожилков (а — внутри рудной зоны; б — вне ее); 3 — из карстовых полостей в известняках верхней юры

термолюминесцентного свечения /  $t_{\text{пл}}$  принимался 1 мм высоты пика свечения.

Кривые термолюминесцентного свечения кальцитов (рис. 41) могут служить наглядным примером четкой дифференциации кальцитов по этому признаку.

С помощью термолюминесцентных свойств кальцита, по-видимому, не удастся разграничить ореольное пространство, но мож-

но отличить рудную аномалию от безрудной, что является дополнительным минералогическим критерием разбраковки геохимических аномалий.

## ГЛАВА 7

### МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИБАЙ

Месторождение является типичным представителем формации колчеданных месторождений, возникших в обстановке гидротермально-осадочной фации рудоотложения. Вмещающие породы — вулканиты островодужной формации девонской звгесинклинали. Геологические условия, строение и последовательность формирования рудных тел на Сибайе подробно описаны в работах Н.В. Петровской, Н.А. Пирижняк, В.А. Прокина, В.М. Рудакова, С.А. Рокачева, В.С. Шарфмана и авторами [34, 36].

Установлено, что формирование месторождения происходило в следующем порядке: 1) первоначальное (на стадии сингенеза) залегание рудных линз было субгоризонтальным: современное положение пород и рудных тел (вторичное) — крутопадающее; 2) в местах кристаллиза-

ции пирититов (раздувы линз) шло придонное замещение нелигитифицированных кислых туфов, а по флангам на границе осадков и водной толщи — отложение слоистых сульфидных руд и рудокластов; 3) рудо-подводящая система, определяемая по мощному гидротермальному изменению вулканитов, штокверку рудных прожилков и вкрапленности сульфидов, расположена в лежащем боку массивных руд в виде трубообразного тела, примерно перпендикулярного к плоскости рудных тел и слоистости вулканитов; 4) все три *последовательные* рудные линзы росли подобно стложениям гейзеритов или рифовым известнякам и подвергались подводному разрушению с образованием обильных рудокластов; 5) отложение основной в количественном отношении генерации халькопирита и сфалерита происходило в контурах пирититовых линз и продолжалось после перекрытия рудных тел слоями надрудных туфобрекчий спилитов; 6) ассоциация околорудных метасоматитов (пропилитов) более ранняя, чем ассоциация пренито-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма, которая наложена и на руды. Распределение перечисленных выше сингенетических текстур в рудных телах Сибая схематически изображено на рис. 14.

## ГЕОХИМИЯ

Сибайское месторождение залегает в контрастно дифференцированной вулканогенной свите среднего девона. Руды приурочены к интервалу кислых пород, среди которых преобладают дациты, кварцевые липариты и их туфы. Перекрываются рудные тела мощной толщиной базальтовых туфов и туфобрекчий (рис. 42).

Средние химические составы пород месторождения приведены в табл. 21. Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в пиритизации, окварцевании, серицитизации и хлоритизации липаритов.

Были рассмотрены закономерности зонального распределения в околорудном ореоле кобальта, меди, цинка, свинца, мышьяка и серебра (рис. 43) и зональность самих руд (рис. 44).

Локальный фон каждого элемента выделялся по кривым плотностей распределения содержаний. Статистические параметры распределения элементов-индикаторов в породах месторождения Сибай приведены в табл. 22.

Медь над рудой ореола не образует. "Взвешенная" прерывистая полоса аномальных содержаний в спилитах объясняется присутствием в этом интервале пород горизонтов с мелкими рудокластами, которые описаны С.Г. Грешнером и А.Г. Жабиным. Самый мощный рудокластовый горизонт — на контакте спилитов с рудовмещающими липаритами — долгое время являлся одним из источников промышленных руд. Сейчас за счет рудокластов на этом контакте, особенно в южной части месторождения, вырисовываются постоянные аномалии всех рассматри-

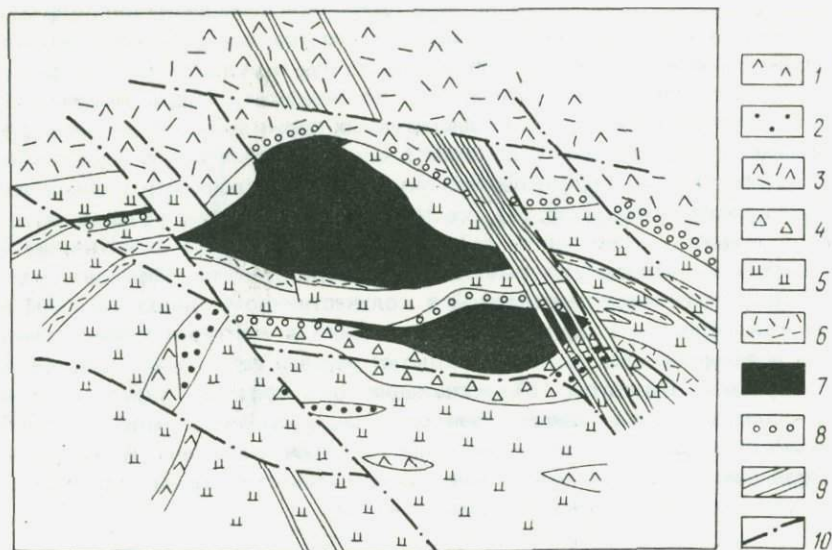


Рис. 42. Геологический план Сибайского месторождения по данным на 1974 г.:

1 — базальты миндалекаменные афировые; 2 — базальтовые порфиры; 3 — базальтовые туфы; 4 — окварцованные, серицитизированные подрудные метасоматиты; 5 — дациты и липариты; 6 — туфы липаритов; 7 — рудные тела; 8 — подрудные рудокласты; 9 — дайки базальтов; 10 — разрывы со смещением

ваемых элементов. Аналогичное происхождение имеют аномалии и непосредственно над нижней рудной линзой. Если исключить из рассмотрения подобные аномалии, связанные с рудокластовыми горизонтами, то остаются ореолы меди в подрудной зоне, преимущественно под нижним рудным телом, характеризующиеся средним аномальным содержанием 0,22 %, что в 29 раз превышает  $Ca_1$ ; максимальные содержания меди в подрудном ореоле достигают 3 % (штокверк прожилков с халькопиритом и его вкрапленность). Кварц-карбонатные прожилки в сплитах, дайки диабазов содержат порядка  $5 \cdot 10^{-3}$  % меди. Слабо зараженным медью на отдельных участках (на уровне  $Ca_1$ ) оказался разлом северо-восточного простирания в северной части месторождения, смещающий рудные тела и поля эндогенных ореолов. Этот разлом в отличие от других разломов обводнен, поэтому не исключено, что длительная циркуляция по нему вод привела к формированию послерудного экзогенного ореола меди. Пространственно к этой зоне разлома приурочены поздние прожилки кварц-карбонатного состава, несущие тетраэдрические кристаллы халькопирита. Содержащие меди в таких прожилках достигает  $70 \cdot 10^{-3}$  %.

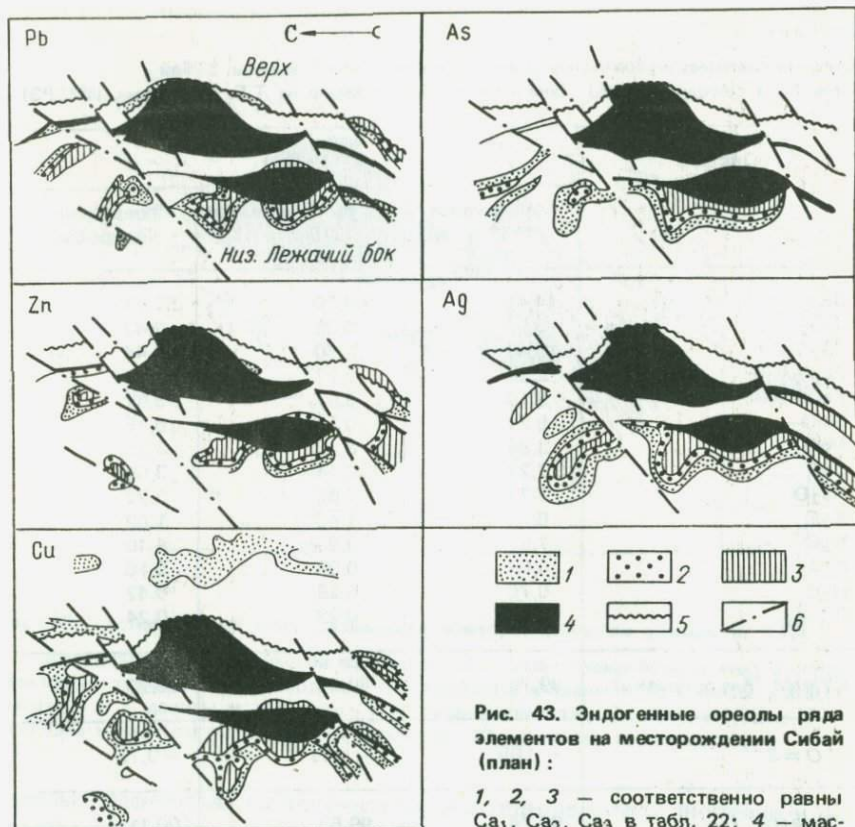


Рис. 43. Эндогенные ореолы ряда элементов на месторождении Сибай (план):

1, 2, 3 — соответственно равны  $Ca_1$ ,  $Ca_2$ ,  $Ca_3$  в табл. 22; 4 — массивная руда; 5 — контакт надрудной толщи; 6 — разрывы

Молибден в аномальных количествах отмечается лишь в единичных пробах в подрудном пространстве месторождения. В дайках, кварц-карбонатных прожилках и зонах разломов содержания молибдена много ниже фонового.

Барий, серебро и мышьяк в гидротермально-метасоматических крутопадающих колчеданных месторождениях являются характерными элементами надрудных частей ореолов. На Сибайе аномальные их содержания сосредоточены исключительно в подрудной зоне. Поскольку чувствительность анализов на мышьяк низкая ( $n \cdot 10^{-2} \%$ ), все значимые его содержания рассматривались как аномальные, по кривым плотностей их распределения выделены группы с содержаниями ( $10^{-2} \%$ ): 1) 1–5; 2) 5–10; 3) > 10. Среднее аномальное содержание мышьяка в ореоле составляет  $19,5 \cdot 10^{-2} \%$ , серебра —  $70 \cdot 10^{-5} \%$ . Содержание

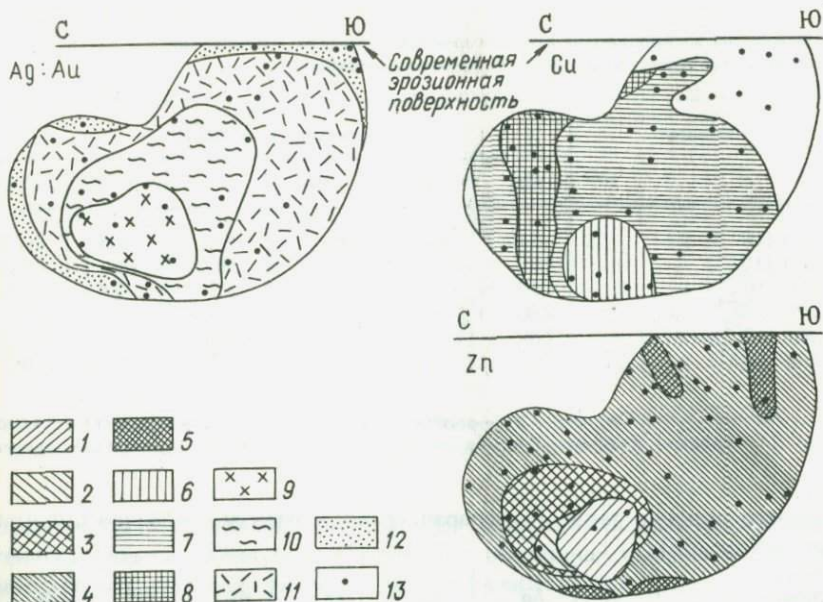


Рис. 44. Зональное распределение меди, цинка и отношения Ag/Au в плоскости одного из рудных тел месторождения Сибай — концентрически-осевой тип зональности. Плоскость рудного тела параллельна плоскости фигуры.

Увеличивающиеся градации содержания: 1–5 — Zn; 6–8 — Cu; 9–12 — отношения Ag/Au; 13 — места пересечения рудного тела скважинами

серебра и мышьяка в дайках, кварц-карбонатных прожилках и зонах разломов ниже чувствительности анализа. Барий в аномальных количествах был обнаружен в единственной пробе (0,3 %) под нижним рудным телом на южном борту карьера. На этом же участке в кварц-карбонатном прожилке авторами установлен барит, а В.А. Прокиным в 1974 г. описаны маломощные (0,1–2 мм) баритовые прожилки. В целом барий для Сибая не характерен.

Из приведенного выше описания очевидно, что все рассмотренные элементы-индикаторы, в том числе такие классические надрудные, как цинк, свинец, серебро и мышьяк, образуют комплексный ореол в подрудном пространстве, непосредственно примыкающий к лежащему боку нижней рудной линзы. Для этого ореола был рассчитан ряд зональности по программе, составленной С.А. Сандомирским. Зональность устанавливалась по положению центров тяжести удельных продуктивностей элементов. Рассматривались два варианта (два взаимно перпендикулярных направления), что позволило составить объемное представление о зональности подрудного ореола: I — перпендикулярно к лежащему боку

Таблица 22

Параметры распределения элементов-индикаторов во вмещающих породах месторождения Сибай (массовое содержание, %)

Элемент	Липариты и их туфы					
	Ca <sub>1</sub>	Ca <sub>2</sub>	Ca <sub>3</sub>	$\bar{x}$	S	$\pm T$
Cu (10 <sup>-3</sup> )	6	8	10	4,4	1,6	0,25
Zn (10 <sup>-3</sup> )	25	34	43	16	9	1,5
Pb (10 <sup>-3</sup> )	1,2	1,7	2,1	0,8	0,4	1,0
Mb (10 <sup>-4</sup> )	2,8	3,8	4,8	1,8	1,0	0,2
Co (10 <sup>-2</sup> )	7	9	11	4,5	2,2	0,3
Ag (10 <sup>-5</sup> )	2,0	2,8	3,6	1,3	0,7	0,2

Примечание. Ca<sub>1</sub>, Ca<sub>2</sub>, Ca<sub>3</sub> — соответственно одно-, двух- и трехсигмовые ани; S — среднее квадратическое отношение содержания; T — точность среднего

Дациты						Базальты и их туфы					
Ca <sub>1</sub>	Ca <sub>2</sub>	Ca <sub>3</sub>	$\bar{x}$	S	$\pm T$	Ca <sub>1</sub>	Ca <sub>2</sub>	Ca <sub>3</sub>	$\bar{x}$	S	$\pm T$
7,5	9,4	11,3	5,6	1,9	0,4	19	24	29	14,2	4,7	0,6
39	56	73	22	17	3,1	15	20	25	10	5	0,8
2,1	2,9	3,7	1,3	0,8	0,1	0,9	1,5	2,0	0,4	0,5	0,1
3,2	4,2	5,2	2,2	1,0	0,2	0,8	0,9	1,0	0,7	0,1	0,05
8	10	13	5,2	2,6	0,4	21	26	31	16	5	1,0
3,5	5,0	6,5	2,1	1,4	0,4	2,7	3,6	4,5	1,8	0,9	0,4

мальные содержания;  $\bar{x}$  — среднее арифметическое значение фоновой совокупности арифметического, определялась с 5%-ным уровнем значимости.

нижнего рудного тела; II — параллельно контакту с нижним рудным телом (рис. 45):

Вариант I							
Элемент . . .	As	Ag	Cu	Zn	Pb	Co	Mo
Центр тяжести, м . . . . .	63,3	63,9	75,0	76,6	87,6	130,1	164,5
Вариант II							
Элемент . . .	As	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	Co
Центр тяжести, м . . . . .	398,2	379,8	375,1	334,0	328,7	226,8	193,5

Полученный ряд соответствует типовому ряду зональности [5], но весь он разворачивается под рудным телом, как бы "упираясь" в плоскость его лежачего бока верхними зонами.

Принципиальные особенности эндогенных ореолов гидротермально-осадочной фации рудоотложения (на примере Сибая) следующие.

1. Структурно-морфологические черты ореолов специфичны: а) резкое преобладание зон, вытянутых параллельно слоистости вмещающих пород; б) отсутствие замкнутых ореольных оболочек вокруг отдельных рудных тел; в) резкая асимметрия ореольных полей относительно плоскости рудного тела — надрудные ореолы практически отсутствуют, а подрудные — мощные, контрастные, концентрически-осевого типа.

2. В отличие от ореолов, возникших около изначально крутопадающих гидротермально-метасоматических колчеданных месторождений, на Сибаяе весь ряд зональности — от кобальта до мышьяка и серебра — разворачивается в подрудной зоне, а наиболее "надрудный" элемент — барий — проявлен слабо, но и он в аномальных количествах отмечен только в подрудном ореоле. Векторы зональности I и II сходятся в зоне

рудоподводящего канала (см. рис. 45). Зональность подрудного эндогенного ореола целиком согласуется с эволюцией изменения состава массивных руд от нижней линзы вверх по разрезу [36].

3. Набор элементов в эндогенных ореолах идентичен набору главных элементов в рудах. Наиболее контрастными элементами являются медь, цинк и серебро. Соотношения главных компонентов — меди, цинка, свинца — в руде и ореолах одного порядка (табл. 23).

Цифры, приведенные в табл. 23, являются подтверждением сингенетичности рудных тел и ореолов. Количественные соотношения элементов

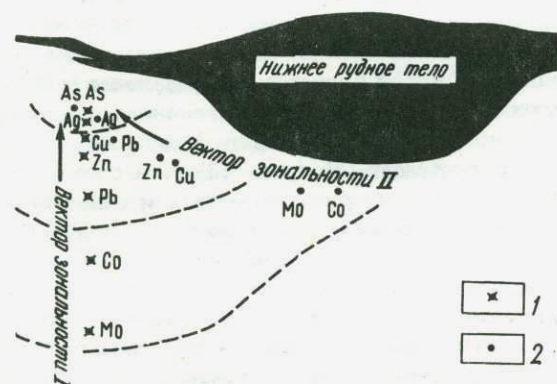


Рис. 45. Схема расположения центров тяжести удельных продуктивностей элементов (зональность) в пределах подрудного эндогенного ореола.

Центр тяжести: 1 — при вертикальном векторе (I); 2 — при горизонтальном векторе (II).

Таблица 23

Соотношение элементов в рудах и ореолах Сибая

Отношение	Массивные руды		Околорудный ореол		
	Рудное тело		Надрудные спилиты	Вулканыты	
	нижнее (I)	верхнее и среднее (II и III)		рудовмещающие	подрудные
Zn : Cu	0,6	3,06	0,7	4,1	3,3
Cu : Pb	41,7	6,4	35,8	4,2	5,2
Zn : Pb	25	19,6	26,3	16,8	17,0

в нижнем рудном теле, самом раннем по времени образования, идентичны соотношениям в базальтах. На важность этого критерия указывали А.Г. Жабин и Р.И. Лутков.

## МИНЕРАЛОГИЯ

Зоны развития эндогенных ореолов на месторождении пространственно сопряжены с околорудноизмененными породами. Максимальные концентрации элементов-индикаторов приурочены к кварц-серицитовым и кварц-хлорит-серицитовым околорудным породам. Околорудные изменения вмещающих пород на месторождении Сибай рассматривались В.А. Прокиным, который отмечал, что рудные тела располагаются в зоне верхнего контакта метасоматитов с частично измененными породами, т. е. резко асимметрично. Ярким показателем околорудных изменений вмещающих пород является распределение в породах калия. В целом на месторождении преобладают вулканогенные породы натриевого состава. Однако около рудных тел отношение калия к натрию резко возрастает и достигает 20 (рис. 46), что соответствует зонам развития преимущественно кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых пород. Самая мощная из этих зон находится под нижним рудным телом (рудоподводящая система). Как и на других месторождениях колчеданной формации, увеличение калий-натриевого отношения на Сибайе сопровождается уменьшением общей щелочности пород (суммы  $Na + K$ ). В распределении  $Na$  по отдельным толщам и по Сибайе в целом не устанавливается какой-либо четкой зависимости между частотой встречаемости элемента и его содержанием. В то же время график такой зависимости для калия имеет бимодальный характер.

Первый максимум на этом графике ( $K_{ср} = 0,15\%$ ) соответствует содержаниям калия в исходных вулканических породах, тогда как

Рис. 46. Соотношение К и Na в околорудном ореоле Сибая:

1 — менее 1; 2 — примерно 1; 3 — более 2; 4 — массивные сульфидные руды; 5 — разломы; 6 — границы (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — рудокластовые горизонты

второй ( $K_{ср} = 1,3-1,5\%$ ) связан с околорудной серицитизацией и калишпатизацией в кислых вулканитах и калишпатизацией в надрудных спилитах.

Этот вид калиевых метасоматитов, в которых в устойчивых соотношениях находятся одновременно два калиевых минерала — серицит и калиевый полевой шпат (КПШ), был описан в рудовмещающих кислых породах Сибая В.Л. Русиновым и А.Г. Жабиным. Следует отметить, что КПШ встречается местами в изобильных количествах — в надрудной толще как в карьере, так и далеко за его пределами, на расстоянии 8–15 км. И.М. Симановичем в 1979 г. обнаружено, что в вулканитах срединно-океанических хребтов в современных океанах наличие КПШ (санидина) — весьма характерное явление. Возможно, это специфический признак подводных изменений вулканитов. О придонном минералообразовании, по нашему мнению, свидетельствует и присутствие в спилитах висячего бока на расстоянии 15–20 м от рудных тел таумасита  $CaSiO_3 \cdot CaCO_3 \cdot CaSO_4 \times 15 H_2O$ .

Основной носитель калия в околорудных измененных породах — калиевые слоистые силикаты. Мономинеральные их фракции для химического анализа выделялись методом взмучивания и седиментации. По химическому составу калиевые слоистые силикаты отнесены к гидрослюдам. Дефицит щелочей в них восполняется избытком водородных ионов, предположительно ионов оксония, характерно также избыточное по сравнению с составом мусковита количество кремния, магния и железа (табл. 24).

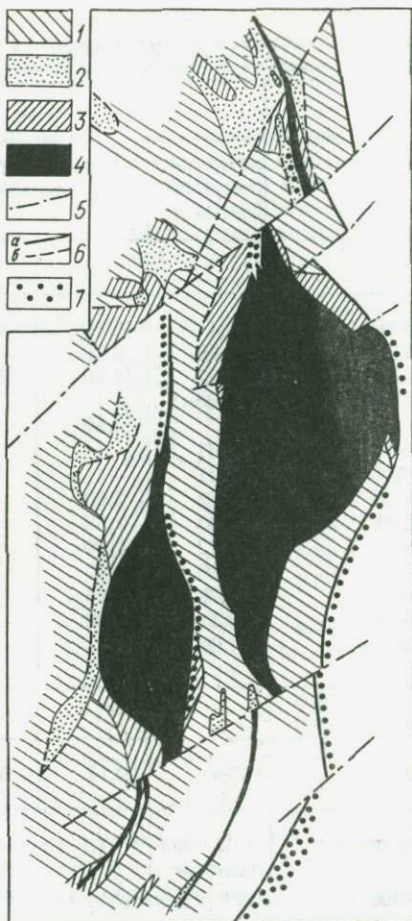


Таблица 24

Химические составы калиевых гидрослюд (образцы 1—6)  
месторождения Сибай (массовое содержание, %)

Оксиды и показатели	Из липарита					Из кварц- серичи- товой по- роды под- рудной
	на контак- те со спи- литами	над средней рудной линзой		над нижней рудной линзой		
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,41	46,80	46,20	42,36	42,61	47,80
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,20	0,22	0,44	0,14	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,02	28,20	28,80	27,37	26,75	30,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	4,80	6,10	3,38	3,19	4,00
FeO	3,81			5,30	3,95	
MnO	0,01	—	—	0,06	0,07	—
MgO	1,62	2,60	2,35	4,96	5,84	2,10
CaO	1,33	1,58	0,34	2,11	3,00	0,10
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,80	0,17	0,20	0,43	0,26
K <sub>2</sub> O	8,85	6,90	9,00	6,40	6,30	8,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,75	5,94	5,12	5,97	6,90	5,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,31	1,30	1,00	1,77	1,36	0,84
CO <sub>2</sub>	1,09	—	—	Не обн.	Не обн.	—
F	—	—	—	0,07	0,04	—
-O = F <sub>2</sub>	—	—	—	-0,03	-0,02	—
Сумма	100,47	99,12	99,30	100,36	100,56	99,33
Аналитик	Г.Е. Чер- епивская	Т.Г. Пронкина		В.Д. Богомолова,		Т.Г. Прон- кина

Кристаллохимические формулы (на 12 атомов кислорода) для образцов 1—6

1.  $(K_{0,76} Na_{0,09} Ca_{0,10}) (Mg_{0,16} Fe_{0,22}^{+2} Al_{1,64}) [(Si_{3,48} Al_{0,52}) O_{10}]$   
[OH]<sub>1,69</sub> O<sub>0,31</sub>]
2.  $[(H_3O)_{0,39} K_{0,58} Na_{0,10} Ca_{0,11}] (Mg_{0,25} Fe_{0,26} Al_{1,25})$   
[(Si<sub>3,07</sub> Al<sub>0,93</sub>) O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub>
3.  $[(H_3O)_{0,10} K_{0,76} Na_{0,03} Ca_{0,02}] (Mg_{0,24} Fe_{0,35} Al_{1,48})$   
[(Si<sub>3,16</sub> Al<sub>0,84</sub>) O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub>
4.  $[(H_3O)_{0,23} K_{0,56} Na_{0,03} Ca_{0,15}] (Mg_{0,50} Fe_{0,47} Al_{1,10})$   
[(Si<sub>2,89</sub> Al<sub>1,11</sub>) O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub>
5.  $[(H_3O)_{0,34} K_{0,53} Na_{0,05} Ca_{0,21}] (Mg_{0,57} Fe_{0,21}^{2+} Fe_{0,15}^{3+} Al_{0,84})$   
[(Si<sub>2,78</sub> Al<sub>1,22</sub>) O<sub>10</sub>] (OH)<sub>2</sub>
6.  $[(H_3O)_{0,08} K_{0,72} Na_{0,03}] (Mg_{0,21} Fe_{0,22} Al_{1,61}) [(Si_{3,21} Al_{0,79}) O_{10}]$  (OH)<sub>2</sub>

Таблица 25

Химические составы хлоритов (образцы 1—4) месторождения Сибай (массовое содержание, %)

Оксиды и показатели	Из липарита над нижней рудной линзой	Из надрудных спилитов	Из хлоритита	
			на контакте всяческого бока средней рудной линзы	в полосчатой руде лежащего бока средней рудной линзы
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	32,87	30,25	26,67	26,66
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,33	0,50	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,55	18,00	20,90	14,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	3,92	6,58	1,35
FeO	13,86	14,15	25,64	40,54
MnO	0,26	0,24	0,12	0,12
MgO	10,70	15,48	8,73	4,56
CaO	2,50	7,28	1,37	1,32
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,30	0,19	0,08
K <sub>2</sub> O	1,89	0,32	0,18	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	Не обн.	0,03	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,00	9,80	8,63	9,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,22	0,35	0,56	Не обн.
F	0,02	0,14	—	—
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,15	0,34
SO <sub>3</sub>	—	—	0,08	0,46
-O = F <sub>2</sub>	-0,01	-0,06	—	-0,23
Сумма	100,38	100,44	100,33	100,26

Аналитик

В.Д. Богомолова

К.И. Сазонова

Г.Е. Черепивская

Кристаллохимические формулы (на 18 атомов кислорода) образцов 1—4

1. [(Mg<sub>1,66</sub> Fe<sub>1,20</sub><sup>+2</sup> Ca<sub>0,28</sub> Mn<sub>0,02</sub>) (Al<sub>2,46</sub> Fe<sub>0,29</sub><sup>3+</sup>)] [(Si<sub>3,42</sub> Al<sub>0,56</sub> Ti<sub>0,02</sub>) O<sub>10</sub>]  
[(OH)<sub>6</sub>O<sub>2</sub>]
2. [(Mg<sub>2,40</sub> Fe<sub>1,23</sub><sup>+2</sup> Ca<sub>0,81</sub> Mn<sub>0,02</sub>) (Al<sub>1,37</sub> Fe<sub>0,30</sub><sup>3+</sup>)] [(Si<sub>3,13</sub> Al<sub>0,85</sub> Ti<sub>0,02</sub>) O<sub>10</sub>]  
[(OH)<sub>6,74</sub> O<sub>1,26</sub>]
3. [(Mg<sub>1,41</sub> Fe<sub>2,33</sub><sup>+2</sup> Ca<sub>0,16</sub> Mn<sub>0,01</sub>) (Al<sub>1,60</sub> Fe<sub>0,54</sub><sup>3+</sup>)] [(Si<sub>2,89</sub> Al<sub>1,07</sub> Ti<sub>0,04</sub>) O<sub>10</sub>]  
[(OH)<sub>6,65</sub> O<sub>1,35</sub>]
4. [(Mg<sub>0,78</sub> Fe<sub>3,88</sub><sup>+2</sup> Ca<sub>0,16</sub> Mn<sub>0,01</sub>) (Al<sub>1,13</sub> Fe<sub>0,11</sub><sup>3+</sup>)] [(Si<sub>3,05</sub> Al<sub>0,85</sub> Ti<sub>0,10</sub>) O<sub>10</sub>]  
[(OH)<sub>7,05</sub> O<sub>0,95</sub>]

На кривых нагревания калиевых гидрослюдов присутствует хорошо выраженный эндотермический эффект при 120 °С, что, согласно В.П. Логинову, указывает на сравнительную свежесть, неметаморфизованность серицитсодержащих пород. Сибайские серициты светло-зеленого цвета и внешне трудно отличаются от основной массы хлоритов, относимых Л.П. Гуревич к фации регионального зеленокаменного метаморфизма пород.

Составы хлоритов месторождения Сибай приведены в табл. 25. Первые два состава с отношением  $Fe^{2+} : R^{2+} \approx 0,38-0,62$ ;  $Si = 3,1-3,4$ , а также по соотношению  $Si : Al$  Л.П. Гуревич относит к этапу зеленокаменного метаморфизма. По классификации, предложенной М. Фостер, они могут быть названы диабантитами. Третий и четвертый хлориты (табл. 25), непосредственно связанные с рудообразующим процессом и отличающиеся пониженными содержаниями кремния, высокими значениями отношения  $Fe^{2+} : R^{2+}$ , отнесены соответственно к бруншвигиту и шамозиту. Присутствие на Сибее двух типов хлоритов — железомагнезиального и высокожелезистого — непосредственно около руды отмечалось В.Л. Прокиным.

Хлориты и калиевые гидрослюды — основные по количеству минералы околорудных измененных пород, с которыми сопряжены эндогенные ореолы. Главными носителями элементов-индикаторов оруденения являются сульфиды и в первую очередь пирит, образующий наиболее широкие поля вкрапленности [1]. Минералогическое картирование

выявило зоны распространения сульфидной вкрапленности на Сибайском месторождении (рис. 47). Основная зона находится в подрудной области, в лежачем боку залежей, что уже отмечалось Н.В. Петровской. Непосредственно под нижней рудной линзой сосредоточен и наиболее богатый набор сульфидных минералов — наряду с пиритом появляются сфалерит, галенит и пирротин. Их общий объем составляет в среднем 5–6 %.

В целом же количество сульфидов в околорудных ореолах Сибая колеблется от 0,1 до 19,7 %. Характер выделения сульфидов различен — равномерная вкраплен-

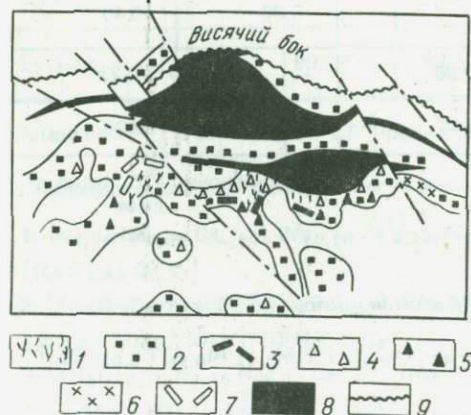


Рис. 47. Зональность минерализации в околорудном ореоле месторождения Сибай:

1 — прожилки сульфидов; 2 — вкрапленность пирита; 3 — псевдоморфозы пирита по пирротину; 4 — сфалерит; 5 — халькопирит; 6 — галенит; 7 — пирротин; 8 — рудное тело; 9 — контакт с надрудной толщей

ность по всей породе, послойная вкрапленность, нитевидные прожилочки.

Хронологические взаимоотношения минералов в пределах околорудных ореолов повторяют последовательность самого рудного процесса, установленную Н.В. Петровской и подтвержденную авторами. В рудных телах Н.В. Петровской были выделены последовательные минеральные ассоциации: 1) сравнительно однородная масса тонко- и мелкозернистого пирита как основа рудных тел (пирититы); 2) участки перекристаллизации пирита; 3) прожилковые выделения халькопирита с примесью блеклых руд; 4) прожилки "колломорфного" строения сфалерит-пиритового состава и скопления чистого сфалерита; 5) прожилки пиритовые и кварц-карбонатные с примесью сульфидов, секущие все перечисленные выше агрегаты.

В околорудных ореолах авторами выделен следующий хронологический ряд ассоциаций: 1) ранняя тонкая вкрапленность пирита, в том числе фрамбоидального, синхронная пириту, описанному в слоистых пиритовых осадочных рудах на флангах рудных тел Н.С. Скрипченко, А.Г. Злотник-Хоткевич и Н.А. Пирижняк. Эта генерация по времени соответствует формированию рудоподводящей системы лежащего бока, слоистых и зернистых пирититов; 2) последующие ореольные ассоциации тонких прожилков и ассоциация осаждения на раннем пирите как геохимическом коллекторе таковы: халькопирит, выполняющий трещинки в пирите и нарастающий на его вкрапленности, → пирит-сфалеритовые и галенит-сфалерит-кварцевые прожилки → прожилки кварц-карбонатные с халькопиритом. Эти ассоциации парагенетически и хронологически соответствуют аналогичным ассоциациям массивных руд.

Таким образом, последовательности концентрированного минералоотложения в массивных рудах и рассеянного в околорудном пространстве весьма сходны.

Пирит является основным сульфидным минералом в околорудных ореолах месторождения Сибай и образует широкие поля вкрапленности. Состав элементов-примесей в пиритах приведен в табл. 26. Выделены три морфологические разновидности пиритов: а) монокристаллы — кубы, пентагондодекаэдры; б) агрегаты — зернистые (гранобластовые), сферолитовые корки и т. д.; в) фрамбоиды.

Наиболее развит кубический пирит. Пирит фрамбоидальный встречается преимущественно в подрудной зоне вблизи лежащего бока нижнего рудного тела.

В ореольных пиритах на Сибайе устанавливается геохимическая зональность — отчетливое возрастание в ореольных пиритах с приближением к рудному телу содержания цинка (от  $1 \cdot 10^{-2}$  до  $3 \cdot 10^{-1}$  %), в меньшей степени свинца (от  $7 \cdot 10^{-3}$  до  $5,8 \cdot 10^{-2}$  %), никеля (от  $5 \cdot 10^{-4}$  до  $3 \cdot 10^{-3}$  %). Содержания кобальта, молибдена, селена, мышьяка, сурьмы и висмута находятся примерно на одном уровне во всех пиритах ореола ( $1 \cdot 10^{-3}$  —  $2 \cdot 10^{-2}$  %).

Таблица 26

Элементы-примеси в пиритах подрудного эндогенного ореола месторождения Сибай (массовое содержание, %)

Элементы	Из дацитов на различном расстоянии от рудного тела					
	300 м			150 м		
Pb	0,0072	0,0070	0,016	0,011	0,070	0,0086
Cr	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Mo	<0,0001	0,0002	<0,0001	0,0002	<0,0001	<0,0001
Sn	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
V	" "	<0,0003	" "	" "	" "	<0,0003
Zn	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	0,29	0,08
Co	0,0020	0,0010	0,010	0,0015	0,010	0,0010
Ni	0,0005	0,0021	0,0020	<0,0005	<0,0048	<0,0005
Ag	0,00010	0,00056	0,00035	0,00017	0,00028	0,00013
Se	0,0005	Не обн.	0,0010	0,0023	0,0008	0,0023
Te	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0005	Не обн.	0,0003
Bi	0,0009	0,0010	0,0040	0,0009	0,0006	0,0046
As	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1
Sb	0,0003	0,02	0,003	0,001	0,0003	0,0003
Zn/Ni (среднее)	12			70		

Наиболее контрастным и закономерно изменяющимся в пиритах в зависимости от их положения в ореоле оказалось отношение  $Zn$  к  $Ni$ : от 12 и 70 из дацитов на расстоянии 300 и 150 м от рудного тела соответственно до 248 — из подрудных серицитизированных пород вблизи рудного тела.

Пирит является основным концентратом и носителем элементов-индикаторов колчеданного оруденения (медь, цинк, свинец, серебро, молибден, кобальт, никель, мышьяк) в ореолах. Относительное обогащение пиритов этими элементами по сравнению с валовыми содержаниями в породах составляет десятки — первые сотни раз. Таким образом, изучение пирита из ореола колчеданных месторождений дает ценную информацию о составе и строении ореолов во внешних, низких по уровню аномальных концентраций элементов, зонах и позволяет значительно расширить (в три и более раз) надежно выявляемые размеры ореолов, увеличивая тем самым глубину применения геохимических методов поисков скрытого оруденения по эндогенным ореолам.

Из подрудных серицитизированных пород вблизи рудного тела						Из халькопирит-сфалерит-пиритовых прожилков	
0,0010	0,019	0,058	0,0086	0,025	0,024	0,0050	0,0058
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
<0,0001	<0,0001	0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0,0003	0,0004
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
" "	" "	0,0010	0,0003	0,0003	<0,0003	" "	" "
<0,01	0,01	0,30	0,20	2,0	0,09	<0,01	<0,01
0,0030	0,0020	0,0020	0,010	0,013	0,0010	0,0070	0,0070
0,0050	0,0020	0,0005	0,0025	0,0032	<0,0005	0,0015	0,0032
0,00020	0,00056	0,00078	0,00026	0,00050	0,00048	0,00040	0,00040
0,0023	0,0020	0,0006	0,0012	0,0008	0,0008	0,0012	0,0026
0,0006	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0008	Не обн.	0,0008	0,0043
0,0009	0,0010	0,0026	0,0016	0,0013	0,0043	0,0026	0,0006
0,3	0,25	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
0,001	0,004	0,02	0,001	0,003	0,002	0,003	0,001
248,6						4,8	

Анализ приведенных выше данных позволил установить, что к числу важнейших геохимических особенностей ореольных пиритов колчеданных месторождений относятся: 1) преобладание  $Co$  над  $Ni$  ( $Co/Ni > 1$ ); 2) преобладание  $Se$  над  $Te$  ( $Se/Te > 1$ ); 3) преобладание  $Zn$  над  $Ni$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Остановимся на некоторых перспективных, новых направлениях исследований, которые в будущем сыграют, безусловно, важную роль в познании генезиса околорудных ореолов.

1. Г.Н. Зарайским и В.Н. Балашовым в 1982 г. проведено исследование *теплового разуплотнения* горных пород. Экспериментальные исследования этого эффекта показали, что тепловое разуплотнение имеет столь же важное значение для горных пород, как и тепловое расширение. Разуплотнение заключается в возникновении межзерновых промежутков при нагревании породы и обусловлено неодинаковым тепловым расширением соседних зерен, отличающихся составом или кристаллографической ориентировкой. Оно происходит во всех породах, а его интенсивность возрастает с температурой и закономерно увеличивается от ультраосновных пород к кислым. Наиболее сильно разуплотняются карбонатные породы и породы, содержащие кварц, у которых прирост порового пространства при 500 °С составляет 2–3 %. Участки околорудного пространства, претерпевшие тепловое разуплотнение, являются при прочих равных условиях благоприятной средой для смачивания гидротермами.

2. Систематические исследования *петрофизических свойств* горных пород в аспекте протекания рудообразующих процессов и формирования геохимических геодинамических барьеров ведутся В.И. Старостиным. Структурно-петрофизические исследования позволили выявить не только причины реальных форм рудных тел, но и пути движения гидротерм в дорудный период, места свободной и затрудненной их фильтрации и т. п.

3. Мобилизация вещества и большие масштабы его пространственно-го и межфазного перераспределения в ходе всех типов ультраметаморфизма широко известны. Однако и в ходе развития низкотемпературных метаморфических фаций происходит формирование семейства разнообразных минеральных и соответственно литохимических аномалий. Например, в ходе диагенеза, катагенеза и последующего низкотемпературного метаморфизма зеленокаменной, цеолитовой, пренит-пумпеллитовой фаций часто возникают *метаморфогенные аномалии* на основе пиритовой вкрапленности. А этот минерал во многих случаях является уникальным по своей эффективности коллектором, осадителем многих металлов и донором серы. В сборниках "Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании", "Метаморфогенное рудообразование" суммирован богатый и разносторонний материал, характеризующий возникновение метаморфогенных минеральных литохимических рудных аномалий. Н.Л. Добрецов, Я.Н. Белевцев, Л.Н. Овчинников, В.С. Домарев дали ясные определения метаморфогенному рудообразующему процессу и возникающему в его ходе месторождению.

4. Показана роль дислокационного метаморфизма в мобилизации рудных элементов, возникновении дренажных гидротермальных систем и рудных концентраций. Это сделано в работах В.И. Казанского, А.П. Шмотова, В.Д. Баранова и В.С. Голубева, Л.В. Ли, Б.В. Гавриленко, М. Глассона, Р. Кияса, А.Б. Бакирова, Б.А. Буряка. Очень интересны материалы, описывающие мобилизацию и последующее концентрирование золота в зонах тектонических деформаций в Енисейском кряже, Ленском золотоносном районе и других местах.

5. Весьма интересные геологические и экспериментальные данные получены по исследованию мобилизации рудных элементов в *термоградиентных полях*. Например, А.Н. Дударев, В.И. Сотников и А.И. Васильева в 1976 г. на основе крупномасштабного эксперимента на естественных выходах с использованием химико-минералогических и статистических методов показали дифференцированное поведение порообразующих и второстепенных элементов. Идеи мобилизации и перераспределения рудных элементов, в том числе золота, в условиях термоградиентного поля применены для объяснения золотых месторождений в черносланцевых толщах А.Н. Дударевым, В.А. Злобиным и В.Г. Цимбалит.

6. Перспективны дальнейшие исследования коллекторских, электрических, физических и химических свойств минералов, обуславливающих эффективное функционирование *геохимических барьеров (накопителей)*: пирита, арсенопирита, углистого вещества и т. п. Г.И. Князев в 1982 г. отмечал, что природными катодами, на которых концентрировались металлы, служат пиритизированные, углистые и другие породы с электронной проводимостью. Пириты дорудной стадии в рудоносных зонах обладают преимущественно положительной термоэдс и дырочным типом проводимости, что свидетельствует о стехиометрическом преобладании в составе их серы. Такие пириты кристаллизуются при высоком парциальном давлении серы в гидротермах. Сульфиды и сульфосоли цветных металлов, метасоматически замещающие пириты, обнаруживают преимущественно отрицательную термоэдс и электронную проводимость. Они кристаллизуются из малосернистых гидротерм в процессе электрохимического разложения пирита, служившего источником серы.

7. Среди многочисленных исследований по типоморфизму пирита — наиболее распространенного и геохимически информативного вкрапленного минерала околорудных ореолов месторождений многих формационных типов — есть малоисследованный аспект. Но именно от него зависят дальнейшее совершенствование, количественная конкретизация оценки литохимических аномалий. Речь идет о способности вкрапленности пирита, метакристаллически растущего в горных породах при их диагенезе, катагенезе, метаморфизме и околорудном метасоматозе, *ассимилировать их собственные протокомпоненты*, а не только компоненты, привнесенные в зону рудоотложения гидротермами. Особенно интенсивно пирит ассимилирует примеси субстрата в том случае, когда

он кристаллизуется как метакристалл синхронно с метасоматическим преобразованием породы, т. е. в период мобилизации (цикл "твердое — жидкое — твердое") многих компонентов. При этом мобилизуются не только легкоподвижные элементы, такие, как кобальт и никель из базитов, но и такие классические инертные элементы, как титан и цирконий. В настоящее время накоплено весьма большое количество спектроскопических данных по концентрированию в пирите этих двух элементов. Таким образом, при исследовании типоморфизма минералов, формирующихся в околорудных ореолах, необходимо расшифровывать два источника их примесей: специфический набор элементов, привнесенных глубинным рудоносным раствором, и ассимилированный из субстрата набор элементов. Малое количество примеров решения такой задачи обусловлено отсутствием комплексного подхода минералогии и литохимии.

8. Примером ассимиляции рудных компонентов минералом-индикатором являются многократно описанные специфические метаморфогенные ореолы около метаморфизованных рудных месторождений. Например, Холоднинское протерозойское стратиформное колчеданно-полиметаллическое месторождение было метаморфизовано в условиях эпидот-амфиболитовой фации. И на основе первичного рудного вещества в ходе метаморфической его мобилизации внутри и вне рудных тел возникли специфические метаморфические минералы: цинковые ставролиты и цинковая шпинель (ганит). Бесцинковый ("фонový") ставролит кристаллизовался как обычный метаморфический минерал на удалении от рудных тел, а цинксодержащие ставролиты обнаружены только в рудном поле и описаны в 1981 и 1982 гг. К.В. Кочетковой, Э.Г. Дистановым, К.Р. Ковалевым, Н.И. Волковой. В подобной ситуации кобальтовый ставролит (2,3 % Co) и кобальтовый хегбомит (6,5 % Co) встречены в Замбии. В Канаде, около архейского полиметаллического месторождения Геко, подвергшегося метаморфизму верхних ступеней гранулитовой фации, также обнаружены цинковый ставролит, ганит, нигерит и хегбомит. Другой интересный пример обусловлен метаморфизмом стратифицированной бариево-цинковой минерализации, залегающей в кембрийской толще Шотландии, он описан Н. Фортей и Б. Беддоу-Стефанс в 1982 г. Около сфалерито-баритовых руд кристаллизуется целый ряд бариевых и барийсодержащих минералов: полевые шпаты (цельзиан, гиаллофан), кимрит, бариевый мусковит. В данном случае метаморфической ассимиляции подвергся барий, перешедший из сульфата в силикаты.

9. Обширный объем научной и прикладной информации содержится также в анатомии минеральных индивидов. Этот источник еще далеко не исчерпан. Примером его эффективного применения могут быть работы И.А. Богуша по оценке продуктивности и режима функционирования эндогенных источников колчеданных руд по зональности роста пирита. В данном случае этим исследователем обнаружена статистически

значимая зависимость числа микрозон в монокристаллических индивидах пирита от числа микропульсаций рудогенерирующего источника и мощности колчеданных залежей. Здесь мы имеем, в сущности, некую замену обычно неопределенной "длительности" формирования рудного тела более объективным параметром — числом зон в кристаллах пирита, слагающего околорудные вкрапленности и массивные рудные агрегаты.

10. Недостаточно изучены также примеры, когда в околорудном ореоле не появляется какое-либо новообразование, а, напротив, исчезает какой-либо минерал вмещающей породы. А.Д. Матвеев описал такой случай в 1978 г. при исследовании минерально-геохимических ореолов около занорышевых пегматитов Волыни (УССР). Во вмещающем пегматитовую жилу граните в направлении к жиле постепенно снижается содержание первичного акцессорного ильменита, что обусловлено разложением ильменита и превращением его в лейкоксен (смесь рутила и анатаза).

11. Важно также подчеркнуть, что прикладные минералогические и комплексные литохимические-минералогические исследования должны проводиться в соответствии с естественной этапностью и стадийностью поисковых и геологоразведочных работ. Поиски месторождений полезных ископаемых — комплекс работ, направленных на выявление и перспективную оценку месторождений полезных ископаемых; они осуществляются на основании изучения геологического строения района, анализа поисковых предпосылок и поисковых признаков. Они проводятся в два этапа: поиски перспективные и поиски детальные (поисково-разведочные работы). На первом этапе опознаются слабо изученные территории, выявляются рудопроявления и крупные геохимические аномалии. На втором исследуются обнаруженные рудопроявления и аномалии с целью оценки их перспектив.

Разведка месторождений полезных ископаемых проходит три последовательные стадии: предварительную, детальную и эксплуатационную. На стадии предварительной разведки определяют промышленное значение всего месторождения или его части, размер, форму, систему обработки, минеральные ассоциации, технологию, подсчитывают запасы и оформляют технико-экономический доклад (ТЭД). При детальной разведке получают данные для предпроектной оценки промышленного месторождения, составления технического проекта и возведения горнорудного предприятия (контуры рудных тел, их технологическое картирование по сортам, запасы, элементы-примеси, зональное строение рудных тел). Эксплуатационная разведка лишь немного опережает начало добычи полезного ископаемого и продолжается в течение всего периода эксплуатации (с максимальной детальностью устанавливаются внутреннее строение рудных тел и их технологические свойства).

Характер геохимических прикладных исследований при поиске рудных месторождений изложен во многих руководствах.

Учитывая приведенные в ряде из них [2, 4, 5] поэтапные методические рекомендации, наметим виды и объемы прикладных минералогических исследований околорудных ореолов. При этом подразумевается, естественно, комплексное и синхронизированное проведение минералогических и литохимических наблюдений, а также соответствующего опробования. Точно указать соотношение числа проб для минералогического и литохимического изучения на каждом из этапов и каждой из стадий поисковых и разведочных работ пока не представляется возможным. Это обусловлено прежде всего сложной зависимостью соотношения числа проб от типа ландшафта, геоморфологии, масштаба поисковых работ, типа рудных формаций и т. п. Однако ниже мы попытаемся дать ориентировочное соотношение числа минеральных (М) и литохимических (Л) проб на разных этапах и стадиях поисковых и разведочных работ.

Поиски перспективные, часто совпадающие с геологической съемкой территорий или сопровождающиеся ею:

- одиночные минеральные пробы штучные или усредненные на визуально различимых или литохимически фиксированных аномалиях (зоны разломов, рассланцевания, штокверки прожилков, участки брекчирования, контакты, интрузии и т. п.). Цель опробования — выявление элементного и минерального состава аномалий, типа гидротермальных или контактных изменений ( $M:L = 0,1-0,01$ );

- серия проб, взятых по одиночному ("магистральному") профилю для уточнения формационной однородности или разнородности совокупности аномалий на опрашиваемой территории ( $M:L = 0,1$ ).

Поиски детальные (поисково-разведочные работы):

- сортировка минеральных аномалий и рудопроявлений по формационному признаку, набор минералов и тип гидротермальных изменений ( $M:L = 0,1-0,3$ );

- определение ведущих минеральных ассоциаций и их относительный возраст калий-аргоновым изотопным или другим методом;

- выяснение конфигурации и принципиальной внутренней структуры избранных рудопроявлений и минеральных аномалий неясной формационной принадлежности ( $M:L = 0,3-0,5$ ).

Геологоразведочные работы предварительные:

- выявление формы и внутренней структуры рудопроявлений и минеральных аномалий разных формационных типов (концентрически-пятнистые, линейные, множественно-чередующиеся) ( $M:L = 0,3-0,7$ );

- диагностика минеральных аномалий концентрационного и конституционного типов ( $M:L = 0,5-0,7$ );

- выяснение минеральной латеральной зональности околорудных метасоматитов.

Геологоразведочные работы детальные:

- определение зональной структуры руд и околорудных ореолов в вертикальном и латеральном направлениях с целью прогноза заверше-

ния или продолжения оруденения на глубину и на фланги (М:Л = 0,5–0,8);

— установление соответствия минеральных ассоциаций в руде и околорудном ореоле, а также мощности и других параметров ореолов масштабам оруденения (0,7–1).

Геологоразведочные работы эксплуатационные:

— поиск пространственных и других корреляционных связей различных типов (сортов) руд с составом околорудных ореолов, околорудных матасоматитов с целью интерпретации частично вскрытых бурением и горными выработками аномалий (М:Л = 0,8–1);

— исследование в ореолах попутных компонентов руд с целью возможного изменения кондиций и контуров рудных тел, очерченных по содержаниям главных компонентов (М:Л = 0,8–1).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антропова Л.В.* Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. М., Недра, 1975.
2. *Аристов В.В.* Методика геохимических поисков твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1984.
3. *Бабаджанов А.А.* Особенности термолюминесценции и декрепитации контактовых мраморов как один из индикаторов скрытого скарно-редкометалльного оруденения. — ЗВМО, 1980, № 1, с. 116—120.
4. *Барсуков В.Л., С.В. Григорян, Л.Н. Овчинников.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., Наука, 1981.
5. *Беус А.А., С.В. Григорян.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
6. *Бродин Б.В.* Регионально-минералогические исследования при сопоставлении гидротермальной минерализации в Чешском массиве. — *časopis pro mineralogii a geol*, 1977, № 1, с. 67—81.
7. *Гинзбург А.И.* Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 513—528.
8. *Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., Недра, 1981.
9. *Горжевский Д.И., Исакович И.З.* О признаках глубинности формирования золото-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. вузов, геология и разведка, 1973, № 1, с. 68—71.
10. *Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.* Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М., Недра, 1977.
11. *Григорян С.В.* Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., ИМГРЭ 1974.
12. *Григорьев Д.П., Жабин А.Г.* Онтогенез минералов (индивиды). М., Наука, 1975.
13. *Дымков Ю.М.* Пространственно-временные поля образования минералов. — ЗВМО, № 5, 1981, с. 525—532.
14. *Евзикова Н.З.* Оценка гидротермальных рудопроявлений олова и золота кристалломорфологическим методом. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности, Л., 1981, с. 90—109.
15. *Евзикова Н.З., Беленькая Н.С.* К вопросу о поисково-оценочном значении форм кристаллов пирита. — ЗВМО 1977, № 6, с. 749—752.
16. *Жабин А.Г.* Онтогенез минералов (агрегаты). М., Наука, 1979.
17. *Жабин А.Г.* Диагностика синхронности продуктов минералообразования. — Минералогический журнал, № 1, 1979, с. 42—56.
18. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С.* Минералогические методы при исследовании окolorудных ореолов. — ЗВМО, 1981, № 1, с. 5—15.
19. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С.* Градиентные конституционные и коллекторские свойства минералов в окolorудных ореолах. — Минералогический журнал, 1982, № 1, с. 9—19.
20. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С.* Минералогические исследования окolorудных ореолов. Обзор в серии "Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых", М., 1983 (ВИЗМС).
21. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Астахов Г.Н.* Фации минералообразования рудного месторождения, обусловленные контрастным составом вмещающих пород. — Геология рудных месторождений, 1984, № 3, с. 25—35.

22. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Верховская Л.А.* Отражение стадийности рудоотложения на пространственно-зональных характеристиках околорудных ореолов. — Геология рудных месторождений, 1981, № 4, с. 44—54.

23. *Засухин Г.Н., Логинова Л.А.* Особенности строения и формирования эндогенных ореолов колчеданных месторождений в районах Южного Урала с двухъярусной структурой. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносность комплексов Южного Урала. Уфа, 1979, с. 37—47.

24. *Засухин Г.Н., Логинова Л.А., Швецов И.В.* Методика и эффективность поисков глубокозалегающих рудных месторождений в Башкирии. — В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск, 1980, с. 113—120.

25. *Иванов И.П.* Фациальный анализ околорудных изменений. М., Наука, 1984.

26. *Исакович И.З.* Минералогические критерии поисков скрытого оруденения на примере Корбалихинского рудного поля на Алтае. — Советская геология, 1975, № 5, с. 133—141.

27. *Карпущина В.С., Баранов Э.И.* Формы нахождения элементов-индикаторов в ореолах колчеданных месторождений. М., Наука, 1983.

28. *Крылова Г.И., Хетчиков Л.Н., Ануфриев Ю.Н.* Особенности генезиса и их интерпретация для оценки эрозионного среза месторождений горного хрустала на Южном Урале. — Геология рудных месторождений, 1978, № 5, с. 112—121.

29. *Некоторые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности.* В.Л. Русинов, Б.И. Омеляненко, А.В. Зотов, Б.В. Чекваидзе. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., 1982, с. 5—14.

30. *Овчинников Л.Н.* Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, 1976, с. 13—30.

31. *Рундквист Д.В.* О двух типах региональных метасоматитов. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. конф. Л., 1982, с. 93—94.

32. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Состав, структура и закономерности геологического распространения диоктаэдрических калиевых слюд модификации  $2M_2$ . — В кн.: Очерки по генетической минералогии. М., 1976, с. 47—58.

33. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Структурный типоморфизм хлоритов в эпitherмальных месторождениях. — В кн.: Материалы XI съезда Международной минералогической ассоциации. М., 1980, т. 1, с. 281—291.

34. *Самсонова Н.С., Жабин А.Г.* Околорудный ореол вулканогенно-осадочного месторождения на примере месторождения Сибай, Южный Урал. — Геология рудных месторождений, 1981, № 1, с. 63—74.

35. *Самсонова Н.С., Жабин А.Г., Китаевко А.Э.* Роль пирита в пространственной зональности околорудных ореолов колчеданных месторождений Северного Кавказа. — Док. АН СССР, т. 257, 1981, с. 994—997.

36. *Самсонова Н.С., Жабин А.Г., Лутков Р.И.* Кольцевой тип зонального распределения металлов в колчеданном месторождении Сибай на Урале. — Док. АН СССР, т. 222, 1975, № 5, с. 1213—1216.

37. *Самсонова Н.С., Родина С.Л., Попова Г.Н.* Геохимия калия и натрия в околорудных ореолах Квайсинского свинцово-цинкового месторождения. — В кн.: Минералогические исследования околорудных ореолов. М., 1982, с. 71—83.

38. *Свинцово-цинковая минерализация в вендских карбонатных толщах Юго-Восточной Якутии / Г.В. Ручкин, В.Д. Боговин, А.И. Донец и др.* — Геология рудных месторождений, 1977, № 4, с. 3—20.

39. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.

40. *Столяров Ю.М.* О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1978, № 3, с. 23—30.

41. *Фекличев В.Г.* О минералогическом картировании и других пространствен-

но-минералогических исследованиях. — В кн.: Новые методы изучения условий формирования и закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста, 1978, с. 193—217.

42. *Хвостова В.А., Полетаев И.А., Липатов В.Н.* Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов, связанных с редкометалльными пегматитами. М., Наука, 1978.

43. *Хлориты и серициты околорудных метасоматитов полиметаллических месторождений Рудного Алтая / В.Б. Чекваидзе, Э.И. Алышева, Н.Г. Кудрявцева, О.В. Русинова.* — В кн.: Изучение минералов при исследовании зональности. М., 1980, с. 19—27.

44. *Цинковый хлорит из свинцово-цинкового месторождения Кваиси / Н.С. Самсонова, А.Г. Жабин, Г.А. Сергеева, В.Д. Богомолова.* — Докл. АН СССР, 1983, т. 266, № 6, с. 1458—1462.

45. *Чесноков Б.В.* Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов. — В кн.: Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975, с. 27—37 (Тр. Свердловского горн. ин-та, вып. 106).

46. *Шафрановский И.И., Н.З. Евзикова.* Пути развития и новый этап минералогической кристаллографии. — ЗВМО, 1976, № 5, с. 529—542.

47. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии. Л., Наука, 1977.

48. *Юшкин Н.П.* Топоминералогия. М., Недра, 1982.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава 1. Научные и прикладные информационные возможности минералогии в связи с исследованием минеральных аномалий и их зональной структуры . . . . .	4
Минеральная аномалия и ее типы . . . . .	6
Строение минеральной аномалии . . . . .	8
Градиентные конституционные свойства минералов в околорудных ореолах . . . . .	15
Глава 2. Сбор и обработка минералогической информации о строении околорудных ореолов . . . . .	23
Протоочки и промывка шлихов в полевых условиях . . . . .	23
Унифицированная запись приближенно-количественной информации в ходе полевых исследований (полевые дневники и специальные журналы) . . . . .	25
Статистические измерения количества и соотношения минералов-индикаторов в прозрачных и полированных шлифах из пород околорудных ореолов . . . . .	27
Кристалломорфология и размерность вкрапленников минерала-индикатора (на примере пирита) . . . . .	31
Глава 3. Решение научных и прикладных задач методами минералогического картирования . . . . .	36
Картирование рудного тела в онтогенетическом аспекте . . . . .	37
Картирование на колчеданно-полиметаллических месторождениях . . . . .	50
Картирование на золоторудных месторождениях . . . . .	68
Примеры решения прикладных задач методами минералогии . . . . .	83
Глава 4. Горные породы и минералы как твердофазовые геохимические барьеры . . . . .	87
Глава 5. Метаморфические воздействия на минеральную ореольную аномалию в связи с сохранением или потерей ею первичного строения . . . . .	91
Глава 6. Минералого-геохимические исследования околорудных ореолов Квайсинского месторождения . . . . .	95
Геохимия . . . . .	96
Минералогия . . . . .	119
Глава 7. Минералого-геохимические исследования околорудных ореолов месторождения Сибай . . . . .	134
Геохимия . . . . .	135
Минералогия . . . . .	142
Заключение . . . . .	150
Список литературы . . . . .	156

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

Аркадий Григорьевич Жабин  
Нина Сергеевна Самсонова  
Ирина Зигмундовна Исакович

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ОКОЛУРУДНЫХ ОРЕОЛОВ**

Редактор издательства *О.Л. Виноградова*  
Обложка художника *Б.К. Силаева*  
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Н.С. Анашкина*  
Корректор *Е.В. Михайлова*  
Оператор *Е.Р. Левочкина*  
ИБ № 6396

---

Подписано в печать 05.09.86. Т— 18922. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать оф-  
сетная. Усл.печ.л. 9,30. Усл.кр.-отт. 9,53. Уч.-изд.л. 11,05. Тираж 1900 экз.  
Заказ 3634 /666—4. Цена 65 коп.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра"  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109033, Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

65 коп.

4753

НЕДРА