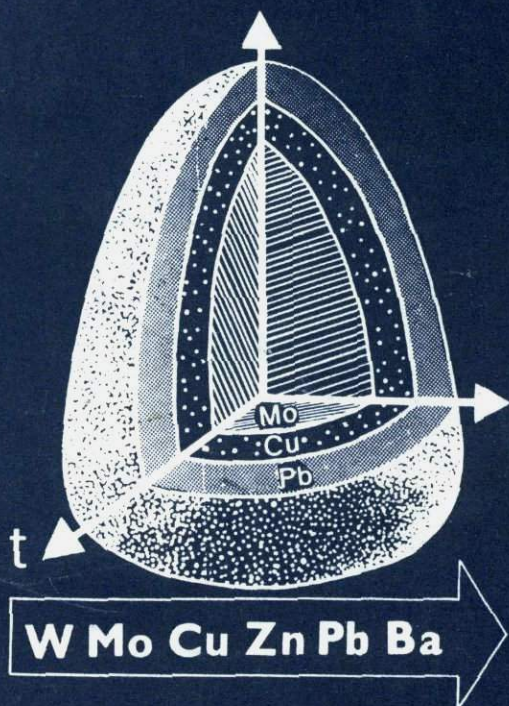


Д. Н. Литошко

ТОПОМИНЕРАЛОГИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Д. Н. Литошко

**ТОПОМИНЕРАЛОГИЯ
МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ
РУДНОЙ ФОРМАЦИИ
ПОЛЯРНОГО
УРАЛА**

Ответственные редакторы
Н. П. ЮШКИН, В. И. СИЛАЕВ



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



1205

Литошко Д. Н. **Топоминарало́гия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала.** — Л.: Наука, 1988. — 212 с.

В монографии дается комплексная характеристика вольфрам-медно-молибденовых и полиметаллических месторождений и рудопроявлений Полярного Урала. Значительное внимание уделено минералогии отдельных объектов и изменчивости конституционных параметров и свойств рудных минералов в пространстве и времени. Обсуждаются вопросы минерагенической специализации, возраста месторождений, методические вопросы использования минералогических методов прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.

Книга рассчитана на минералогов, геохимиков, геологов, изучающих рудные месторождения.

Библиогр. 180 назв. Ил. 47. Табл. 47.

Рецензенты

Л. В. Махлаев, И. В. Куликов

ВВЕДЕНИЕ

Топоминералогия с ее основным методом — минералогическим картированием — является важнейшим направлением в современной минералогии. Она позволяет наиболее полно установить закономерности образования и распределения минералов в геологических структурах.

Работы по минералогическому картированию рудных районов почти не ведутся, однако, как отмечает Н. П. Юшкин, именно этот уровень исследований позволяет выявить наиболее существенные закономерности формирования и размещения минерализации и обеспечить достаточный материал для прогностических построений. А. Г. Жабин (1985) считает, что минералогическое картирование — важный и наиболее продуктивный вид научных и прикладных исследований рудных месторождений.

Работы по систематическому топоминералогическому изучению рудных районов с 1968 г. проводятся Институтом геологии Коми филиала АН СССР. В период с 1968 по 1977 г. было выполнено топоминералогическое исследование Пайхойско-Южноновоземельской провинции (Юшкин, 1980). С 1977 г. топоминералогические исследования начали распространяться на Полярный Урал — район, обладающий разнообразными минерально-сырьевыми ресурсами и рассматривающийся благодаря благоприятной топливно-энергетической ситуации в качестве одного из наиболее перспективных на Севере Урала.

Топоминералогические исследования на Полярном Урале были начаты В. И. Силаевым в 1977 г., с 1979 г. в них принимает участие автор, исследования которого были сконцентрированы на вольфрам-медно-молибденовых месторождениях.

Основная цель данной работы — выявление условий и пространственно-временных закономерностей формирования вольфрам-медно-молибденовой и сопряженной с ней полиметаллической минерализации, разработка комплекса критериев ее топоминералогического прогнозирования. Для достижения данной цели решались следующие задачи: изучался минеральный состав всех вольфрам-медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений района; определялись типоморфные и индикаторные признаки минералов, региональные и локальные закономерности распределения главных рудных и нерудных минералов, их парагенезисов и ассоциаций; на основании онтогенических и геохронологических исследований устанавливались последовательность и этапность

минералообразования; разрабатывались топоминералогические модели рудного района, рудных полей и основного вольфрам-медно-молибденового объекта — Харбейского месторождения.

Поставленные задачи решались на основе принципов онтогении, генетикоинформационной минералогии на основе систематического топоминералогического исследования района. Спецификой данной работы является ее минералогическая направленность.

Основой данной работы послужил фактический материал, собранный автором на месторождениях и рудопроявлениях Харбейского антиклинория в период 1979—1984 гг.

На характер проведенного исследования оказали существенное влияние идеи и принципы многих исследователей — Ф. Р. Апелцина, Д. П. Григорьева, Ю. М. Дымкова, А. Г. Жабина, С. Г. Караченцева, В. И. Попова, Д. В. Рундквиста, В. Н. Труфанова, Б. В. Чеснокова, А. Д. Щеглова и других. Большое значение для автора данной работы имело общее руководство Н. П. Юшкина и непосредственное В. И. Силаева.

В процессе исследований автор пользовался консультациями В. Л. Андреичева, В. А. Дедеева, В. А. Елохина, В. Н. Охотникова, Н. С. Рудашевского, Р. Г. Тимониной, М. В. Фишмана, Я. Э. Юдовича. Большую помощь в организации и проведении экспедиционных работ оказали А. И. Выборов и А. В. Калиновский. Успешному проведению полевых исследований способствовало внимание геологов Полярноуральской ГРЭ ПГУ «Главтюменьгеология» С. Г. Караченцева, В. Я. Лозовца, А. Я. Ильющенкова, А. Ф. Морозова и других.

Основные объемы аналитических работ были выполнены в Институте геологии Коми филиала АН СССР Л. М. Бер, Т. В. Белоголовой, Л. С. Власюк, В. П. Давыдовым, А. Я. Естафьевой, Т. И. Ивановой, В. Н. Каликовым, Р. Г. Малыхиной, И. П. Никитенко, Л. П. Павловым, В. М. Полежаевым, В. Н. Сухановым, Р. И. Томме, Л. А. Хорошиловой, К. А. Чупровой, Л. А. Юшкиной, Г. Е. Юшковой.

Помощь в исследовании минералов оказали сотрудники других организаций — В. Д. Бегизов (МГРИ), В. Д. Никитина и Н. С. Рудашевский (ВСЕГЕИ), В. Г. Рылов (РГУ). Особо следует отметить неоценимую помощь О. А. Яковлевой, проводившей изучение состава многих минералов, в том числе редких сульфосолей. В технической подготовке и оформлении книги большую помощь оказали Н. И. Попова, Л. Н. Божеско, Е. Е. Василевская.

Автор выражает благодарность всем, кто способствовал проведению и завершению исследований.

Список принятых сокращений минералов

Андр	— андрадит	Мг	— магнетит		
Анк	— анкерит	Мл	— молибденит		
Ант	— антимонит	Пи	— пирит		
Бисм	— базобисмутит	Пт	— пирротин		
Блр	— блеклые руды	Серв	— сервантит		
Ви	— висмут	С-соли	— сульфосоли	Сu, Pb,	
Гл	— галенит		Vi, Ag		
Гр	— гранат	Стлп	— стильномелан		
Жоз-В	— жозеит-В	Телл	— теллуриды Pb, Bi		
Зол	— золото	Тлв	— теллуrowисмутит		
Кас	— касситерит	Улм	— ульманнит		
Кв	— кварц	Хдл	— хедлейит		
Кл	— кальцит	Хл	— хлорит		
Коб	— кобальтин	Хп	— халькопирит		
Ков	— ковеллин	Цум	— цумоит		
Мал	— малаяит	Эп	— эпидот		
Марк	— марказит	I, II, III, IV	— генерации минералов		

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВОЛЬФРАМ-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХАРБЕЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Открытие молибденоносности Полярного Урала связано с именем А. В. Хабакова, проводившего поисково-съёмочные работы в 1937—1938 гг. В процессе этих работ были получены обширные материалы по геологии района, предложена первая стратиграфическая схема расчленения метаморфических толщ осевой части Полярного Урала. На р. Немурьюган А. В. Хабаковым были обнаружены скарны с повышенными содержаниями олова и молибдена.

В 1944 г. Г. П. Софроновым в ходе геологической съёмки в верховьях р. Б. Харбей по коренным выходам кварц-молибденитовых жил открыто Харбейское молибденитовое месторождение, что послужило импульсом к развертыванию поисковых и разведочных работ с акцентом на молибденовое оруденение.

В результате геологосъёмочных работ, осуществляемых в период 1944—1954 гг., сформировались представления о геологии и металлогении Полярного Урала. В междуречье Соби и Хадаты были выделены две зоны — восточная и западная, сложенные соответственно кристаллическими сланцами условно кембрийского возраста и фаунистически датированными ордовикскими известняками и песчаниками. Г. П. Софронов пришел к выводу о том, что Полярноуральский мегантиклинорий опрокинут на запад. Он разработал новую стратиграфическую схему, отличную от схемы А. В. Хабакова, установил широкое развитие микроклин-пертитовых гранитов, с которыми генетически связывал все установленные рудопоявления (Софронов, 1948, 1955). Важнейшей заслугой Г. П. Софронова является выделение Сядата-Харбейской молибденовой провинции Полярного Урала, в пределах которой он рекомендовал сосредоточить основные работы на молибден.

В период 1946—1954 гг. проводилась разведка Харбейского месторождения под руководством И. Л. Соловейчика, Б. А. Баскина, С. С. Иванова, А. А. Юсупова. В результате этих работ было установлено, что оруденение развито в полосе «плагноклаз-амфиболовых гнейсов». Выделено три подзоны, представляющие собой серии сближенных кварцевых жил, несущих молибденитовое оруденение, выявлена непромышленная шеелитовая минерализация. Детально описаны морфология рудных жил и их состав. В пределах месторождения выявлены многочисленные дайки основного состава, играющие, по мнению исследователей, важную рудоконцентрирующую роль. Попутно велось изучение располо-

женных на флангах рудного поля Бадьяюганского и Свинцового рудопроявлений, открытых соответственно В. Н. Гессе (1954 г.) и М. С. Бельским (1949 г.) при проведении геологосъемочных работ. На Бадьяюганском рудопроявлении было вскрыто 11 кварцевых жил, содержащих пирит, халькопирит и изредка молибденит. Оценка проявления была дана отрицательная. На Свинцовом рудопроявлении установлены карбонат-кварцевые жилы с вкрапленностью галенита, пирротина, халькопирита, а также скарновое тело с вкрапленностью галенита. Зона скарнирования прослежена на 500 м. И. Л. Соловейчик (1952 г.) делает предположение о возможности обнаружения на глубоких горизонтах скарновой залежи с более богатой свинцовой и даже молибденовой минерализацией. Образование скарноворудных тел им связывается с воздействием нескрытого гранитного тела на горизонты мраморов.

К 1954 г. сложились представления (Б. А. Баскин, С. С. Иванов, А. К. Поляков, Г. П. Софронов, В. Б. Барановский) о строении и генезисе Харбейского месторождения, подробно освещенные в работах В. Н. Охотникова (Охотников, Калинин, 1972; Охотников, 1975). Основные моменты их сводятся к следующему. В истории минерализации выделялись две стадии — турмалиновая, подразделяемая на турмалиновый, молибденитовый и пирротин-халькопиритовый интервалы, и галенит-халькопиритовая. Продукты этих стадий, по мнению исследователей, имели зональное распределение относительно Харбейской гранитной интрузии, с которой генетически связывалось оруденение. Масштабы метасоматического изменения околожильных пород считались пропорциональными рудоносности жил. В качестве основного поискового признака молибденового оруденения выдвигался парагенезис микроклин-пертитовых гранитов и «плагноклаз-амфиболовых гнейсов», последние из них рассматривались как продукт гранитизации кварцевых диоритов под воздействием интрузии микроклин-пертитовых гранитов.

Важным дополнением к изучению Харбейского месторождения было петрографическое исследование «плагноклаз-амфиболовых гнейсов», выполненное Н. М. Королевой (1952 г.), которая пришла к выводу об образовании «гнейсов» за счет кварцевых диоритов. В дальнейшем эта точка зрения, несмотря на сомнения отдельных петрографов, утвердилась и получила широкое распространение (Охотников, Калинин, 1972; Охотников, 1975).

Следует отметить, что Б. А. Баскин (1952 г.), проводивший изучение вещественного состава руд Харбейского месторождения, пришел к существенно иному заключению. По его мнению, оруденение не связано генетически с гранитной интрузией и нет видимой связи между степенью изменения околожильных пород и интенсивностью оруденения; Харбейское месторождение, Бадьяюганское и Ханмейское рудопроявления он связывает с единым нескрытым гранитным батолитом.

Параллельно работам на Харбейском месторождении велись исследования и в пределах всей молибденовой провинции. В 1946 г.

при проведении геологической съемки в верховьях р. Лонготьюган были обнаружены обломки кварцевых жил с молибденитом. Проведенные здесь М. С. Бельским в 1947 г. поисковые работы завершились открытием двух участков молибденитовой минерализации: первого — на контакте микроклин-пертитовых гранитов с кристаллическими сланцами, второго — в 1100 м к юго-западу от первого, в зоне развития «плагноклаз-амфиболовых гнейсов». М. С. Бельский сделал вывод о генетической связи молибденового оруденения с флюоритсодержащими гранитами. Перспективы Лонготьюганского рудопроявления оценены им отрицательно.

В 1947 г. И. Н. Пархановым были начаты поисково-разведочные работы на Немурьюганском железорудном проявлении. Попутно изучались скарновые тела с молибденитом. В 1952 г. работы на Немурьюганском молибденитовом рудопроявлении были продолжены В. А. Зайцевым и завершены в 1953 г. С. С. Ивановым и А. Н. Шулеповой. Ими было установлено шесть скарноворудных тел. По их данным, молибденоносные скарны приурочены к полосе развития мраморно-кварцито-сланцевой свиты, известняковые прослои которой скарнировались под воздействием гранитоидов. Отмечены повышенные содержания олова и вольфрама. Общая оценка рудопроявления дана отрицательная. В 1950 г. В. Н. Гессе в процессе геологической съемки установил проявление молибденита в верховьях р. Б. Ханмей в полосе развития плагноклаз-амфиболовых гнейсов. Он высказал мнение об инъекционной природе гнейсов и дал общую положительную оценку молибденовым перспективам района.

С 1951 по 1953 г. на Ханмейском молибденитовом рудопроявлении проводились поисково-разведочные работы под руководством К. Н. Прядкина. Были выявлены два участка развития кварцевых и кварц-эпидотовых жил с молибденит-пирит-халькопиритовой минерализацией. Кроме того, в процессе этих работ на южном фланге была обнаружена галенитовая минерализация, а на северном — ряд проявлений полиметаллов и сурьмы, которые затем изучались в 1953—1954 гг. П. Е. Лалетиним и С. Г. Караченцевым. Ими были детально изучен вещественный состав руд, установлена единая последовательность минералообразования для всех рудных жил. В пределах Ханмейского рудного поля было выделено три зоны: медно-молибденовая, медно-свинцово-цинковая и сурьмяная.

В период 1952—1954 гг. В. П. Пономаревым изучалось Сальтальбинское молибденитовое рудопроявление в северной части Харбейского антиклинория. Было выявлено, что убогую молибденитовую минерализацию содержат кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, а также вмещающие их биотит-роговообманковые «гнейсы». Участок развития минерализации прослежен на 5 км. Наряду с молибденитом отмечены халькопирит, пирротин, галенит. Сделан вывод об одноэтапности рудообразующего процесса.

В южной части Полярного Урала в 1954 г. было открыто

Янис-Лорское рудопроявление, представляющее собой прожилковую халькопирит-пирит-молибденовую минерализацию в гранитах янислорского комплекса карбонового возраста, а также молибденовую минерализацию в кварцевых жилах. Позднее в этом районе новые точки с рудной минерализацией были установлены Р. Г. Язевой.

В 1955—1957 гг. В. Н. Охотниковым совместно с Т. А. Фомиченко было сделано обобщение материалов о рудоносности Полярного Урала. Кроме того, ими были проведены собственные исследования, охватившие практически все известные месторождения и рудопроявления Харбейского антиклинория. В. Н. Охотниковым и Т. А. Фомиченко была выделена Восточная металлогеническая зона безмышьяковистых руд, подразделявшаяся на Марункуе-Харбейскую титано-медную и Няровейскую сурьмяно-свинцово-молибденовую подзоны (Охотников, 1975). Формирование молибденовой, свинцовой и сурьмяной минерализации они связывали с периодами максимального трещинообразования. Важное металлогеническое значение придавалось поперечным субширотным складкам, узлы пересечения которых с Харбей-Ханмейской структурой контролируют локализацию молибден-полиметаллического оруденения. Минерализация генетически связывалась с гранитоидным магматизмом ордовикского возраста.

После 1957 г. исследования молибденовых месторождений Харбейского антиклинория были приостановлены и возобновились лишь через 15 лет в связи с необходимостью изучения перспектив вольфрамоносности. Несколько ранее при изучении редкометалльных альбититов были установлены редкометалльные грейзены с шеелитом, вольфрамитом, касситеритом и др. (рудопроявление Орлиное). Эти работы проводились С. Г. Караченцевым и К. А. Высоцким (1974). В результате исследований вольфрам был обнаружен практически во всех молибденовых объектах. На Немурьюганском рудопроявлении был установлен шеелит, что позволило объяснить повышенную вольфрамоносность скарнов. С. Г. Караченцев пришел к выводу о наложенном характере вольфрамовой минерализации и ее контроле со стороны поперечных структур, активизированных в среднем—позднем палеозое. Было установлено, что минерализация подчиняется региональной зональности, описываемой рядом: Sn, W—Mo, W—Sb, W. Эта зональность, наблюдающаяся в поперечных структурах, свидетельствует, по мнению С. Г. Караченцева, об определяющей рудогенерирующей роли щелочно-метасоматических процессов, протекавших в связи с активизацией поперечных структур в вариссийский цикл тектогенеза. Впоследствии, развивая представления о металлогенической роли поперечных структур, он показал, что характер эндогенной минерализации здесь определяется и уровнем эрозионного среза. Следовательно, геохимическая зональность поперечных структур является не только горизонтальной, но и вертикальной. В обобщенном виде она была сведена к ряду: Ta, Nb, Sn, TR—Sn, W—W, Mo—Mo, Cu, Zn—Sb, Hg—Hg (Караченцев, 1982).

Открытие в 1968 г. Лекын-Тальбейского молибденово-медного месторождения и ряда рудопоявлений значительно расширило площади с медно-молибденовой минерализацией. Это послужило Л. Л. Подсосовой и В. П. Пономареву (1972) основанием для выделения Лекын-Тальбейско-Сядатинской рудоносной зоны вкрапленных медно-молибденовых и полиметаллических руд, включающей Лекын-Тальбейскую антиклиналь и западное крыло Харбейского антиклинория. Оруденение связывалось с интрузивным комплексом — кварцевыми порфирами, диоритами, гранодиоритами, сиенит-порфирами. Отмечалось, что пространственная связь оруденения с магматизмом не может быть уверенно интерпретирована как генетическая.

В 1978 г. А. Я. Ильющенковым в целях обобщения материалов по медно-молибденовым месторождениям Полярного Урала наряду с изучением молибденово-медных объектов северной части Полярного Урала проводились исследования и Харбейского месторождения.

Харбейское месторождение отнесено А. Я. Ильющенковым к медно-порфировой рудной формации, а вольфрам-медно-молибденовые объекты Харбейского антиклинория и молибденово-медные Саурей-Лекынтальбейского рудного узла выделены в единую формационную зону. Оруденение связывалось с комплексом «диоритоподобных пород», установленных в обоих районах и близких по петрохимическим характеристикам. Отмечалось, что в структуре Харбейского месторождения большая роль принадлежит складкам и, следовательно, масштабы оруденения здесь значительно больше.

В период 1979—1980 гг. вольфрам-медно-молибденовые объекты «молибденового пояса» изучались В. А. Елохиным, а полиметаллические — В. В. Григорьевым. Основное внимание этими исследователями было уделено метасоматическим формациям и их рудной специализации. Вольфрам-медно-молибденовые объекты отнесены ими к грейзеновой, а полиметаллические — к березитовой рудно-метасоматическим формациям. На Харбейском месторождении были выделены биотитовые роговики, пропициты, грейзены, кварц-альбит-кимритовые метасоматиты, березиты. Оруденение связывалось с гранитоидами лейкогранитовой формации раннепалеозойского возраста (Елохин и др., 1981; Степанов и др., 1982; Вулканизм, метасоматизм. . ., 1984).

В связи со смещением фронта геологоразведочных работ в наиболее северную часть Полярного Урала, район Харбейского антиклинория и особенно его вольфрам-медно-молибденовые объекты оказались вне области интересов в первую очередь производственных организаций. Наиболее изученная и считавшаяся наиболее перспективной часть Полярного Урала стала значительно уступать по уровню изученности остальной территории.

Обзор исследований вольфрам-медно-молибденовой минерализации Харбейского антиклинория приводит к выводу, что общий уровень ее изученности, достигнутый к настоящему времени, все

еще не позволяет дать обоснованную оценку рудоносности этого района. Существенным недостатком проведенных работ является весьма низкий уровень общей минералогической изученности вольфрам-медно-молибденовых объектов. Остались неисследованными также вопросы онтогении и типоморфизма минералов, топоминералогические аспекты рудоносности, изучение которых представляет одну из наиболее актуальных задач геологических исследований на Полярном Урале.

Систематические работы в этом направлении начаты на Полярном Урале Институтом геологии Коми филиала АН СССР в 1977 г. (В. И. Силаев, А. Б. Макеев, Т. И. Таранина). С 1979 г. в них принимает участие автор, исследования которого сконцентрировались на вольфрам-медно-молибденовых объектах Харбейского антиклинория. Основное внимание при этом уделялось углубленному изучению руд, исследованию типоморфных и индикаторных свойств минералов, анализу региональных и локальных топоминералогических закономерностей, выработке критериев топоминералогического прогнозирования вольфрам-молибденовой рудоносности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
РУДОНОСНОЙ ТЕРРИТОРИИ

СТРАТИГРАФИЯ

Исследуемая территория располагается на западном крыле Харбейского антиклинория, являющегося Полярноуральским фрагментом Центрально-Уральского поднятия Осевой зоны Урала (Перфильев, 1968; Подсосова, Пономарев, 1972; Тектоника Урала, 1977). Ряд исследователей Харбейский антиклинорий относит к зоне Восточно-Уральских поднятий (Охотников, 1979; Объяснительная записка. . ., 1980).

Харбейский антиклинорий протягивается на расстояние около 200 км от массива Рай-Из на юге до широты р. Байдараты на севере. Максимальная ширина антиклинория достигает 60 км, составляя в среднем 40—50 км (рис. 1). В строении Харбейского антиклинория принимают участие образования двух структурных этажей. Нижний структурный этаж сложен нижнепротерозойскими породами, обнажающимися в ядерной части антиклинория. Породы верхнего структурного этажа датируются по фауне строматолитов рифеем (Цимбалюк, 1974) и слагают крылья структуры (рис. 1).

Детальное стратиграфическое расчленение вследствие неоднократного метаморфизма и бедности органическими остатками вызывает большие затруднения. Это привело к появлению множества схем расчленения метаморфических комплексов (Софронов, 1955; Караченцев и др., 1964; Цимбалюк, 1972, 1974; К вопросу о геологическом строении. . ., 1973; Охотников, 1975).

Отложения, относимые к нижнему, раннепротерозойскому структурному этажу, представлены кристаллическими сланцами, амфиболитами и гнейсами, выделяемыми в харбейский комплекс (Подсосова, Пономарев, 1972; Цимбалюк, 1972, 1974), условно датируемый 1900 ± 60 — 1650 ± 50 млн. лет (Подсосова, 1982). Образования этого комплекса слагают ядро антиклинория и расчленяются на две свиты — париквасьшорскую гнейсово-сланцевую и ханмейскую амфиболитовую.

К париквасьшорской свите относятся разнообразные сланцы, обычно высокоглиноземистые, и гнейсы, слагающие Париквасьшорскую синклинальную (?) структуру. Низы свиты сложены амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Выше залегают гранатовые амфиболиты, амфибол-мусковитовые гнейсы, хлорит-мусковит-гранатовые сланцы, иногда песчаники и квар-

циты. Верхняя часть свиты представлена хлорит-мусковит-гранатовыми, часто со ставролитом и вашингтонитом, ставролит-мусковит-дистеновыми сланцами. Общая мощность свиты около 1800 м. Первичные минеральные ассоциации (ставролит, гранат) сланцев соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В низах свиты степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации, незначительно проявлена гранитизация. В центральной и юго-восточной частях синклинали развиты дислокационные метаморфиты — дистеновые сланцы, что устанавливается по наличию псевдоморфоз дистена по ставролиту. Весьма характерными для пород свиты являются диафориты мусковит-хлоритовой и мусковит-кварцевой фаций, развивающиеся по породам различного состава.

Повышенные устойчивые содержания титана (1.4—2.2 % TiO_2) и высокие глинозема (20—25 % Al_2O_3) в средней части разреза свиты и очень высокие (до 32 % Al_2O_3) в верхней части свиты, наличие прослоев песчаников и кварцитов в разрезе позволяет высказать предположение, что париквасьшорская свита представляет собой кору выветривания, возможно, по амфиболитам ханмейхойской свиты или, что более вероятно, переотложенную кору выветривания.

Породы, относимые к ханмейхойской свите, слагают большую часть Харбейского антиклинория и представлены очковыми альбитовыми, гранатовыми, эпидотовыми амфиболитами, а также различными гнейсами — мусковитовыми, гранат-хлорит-мусковитовыми, амфибол-мусковитовыми. Изредка отмечаются прослой альбит-хлоритовых, эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев, мусковитовых кварцитовидных гнейсов, железистых кварцитов и очень редко мусковитсодержащих мраморов. Уровень метаморфизма пород в основном отвечает амфиболитовой фации. В районе Марункеусского поднятия породы ханмейхойской свиты метаморфизованы до эклогитовой фации.

















В сводовых частях Лаптаюганской и Евьюганской брахиантиклиналей проявлены процессы гранитизации пород свиты. Это выразилось в образовании инъекционных гнейсов и мигматитов, что, по мнению Г. А. Кейльмана, свидетельствует о наличии здесь гнейсово-мигматитовых куполов (Кейльман, 1974).

Первичным субстратом эклогитов, гнейсов и амфиболитов ханмейхойской свиты были вулканогенно-осадочные образования.

Вулканы основного состава северной части антиклинория — Марункеусского блока — по петрохимическим характеристикам близки натриевым базальтам или спилит-диабазовой геосинклинальным формациям, а вулканы южной части — Харбейского блока — отвечают базальтам трапповой формации (О формационной принадлежности. . ., 1983).

Мощность пород ханмейхойской свиты 2400—2600 м.

В пределах Харбейского антиклинория верхнедокембрийский структурный этаж выделяется в составе

- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 9 |
|  | 2 |  | 10 |
|  | 3 |  | 11 |
|  | 4 |  | 12 |
|  | 5 |  | 13 |
|  | 6 |  | 14 |
|  | 7 |  | 15 |
|  | 8 |  | 16 |

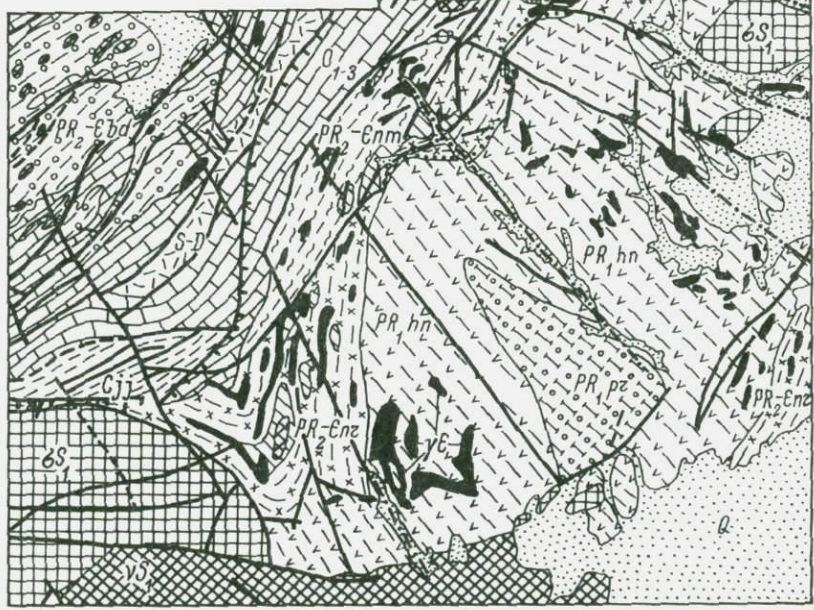
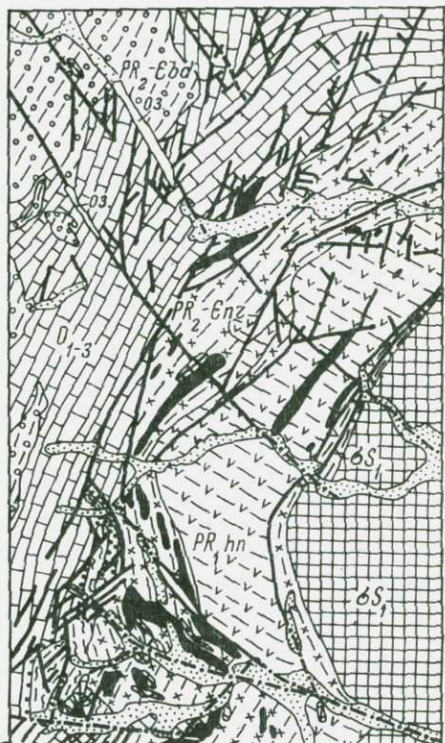


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Харбейского антиклинория и сопредельных районов. Составлена с использованием материалов А. В. Цимбалюка, В. Н. Охотникова, В. Н. Гессе, Б. Я. Дембовского (Охотников, 1975).

1 — дистен-ставролитовые, гранат-ставролитовые, амфибол-слюдяные гнейсы париквась-шорской свиты; 2 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы ханмейхойской свиты; 3 — основные порфириты и туфы, амфиболиты, графитоидно-кварцевые и амфибол-хлоритовые сланцы няровейской свиты; 4 — доломиты, кварциты, основные и кислые эффузивы и их туфы, серицит-хлоритовые сланцы немурьюганской свиты; 5 — базальтовые и андезитовые порфиры, кварцевые порфириты и их туфы, туфопесчаники, песчаники и графитоидные сланцы бедамельской свиты; 6 — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, редко туфы, туфолавы, порфириты, фельзиты манитаньрдской, малопайдуньской, грубеинской, шугорской свит; 7 — спилиты, диабазовые порфириты, их туфы, известняки тэрэнской свиты; 8 — известняки, песчаники, алевролиты яюиской свиты; 9 — аллювиальные и флювиогляциальные отложения; 10 — серпентиниты, пироксениты, гарцбургиты, перидотиты, дуниты гилербазитовых массивов зон глубинных разломов; 11 — габбро-габбро-диабазы; 12 — кварцевые диориты, диориты; 13 — граниты; 14 — крупные разломы (а — открытые, б — скрытые аллювиальными отложениями); 15 — глубинные разломы с направлением падения; 16 — стратиграфические границы (а — обычные, б — базальные).

няровейского комплекса — няровейская, немурьюганская свиты.¹

В Харбейском антиклинории породы рифейского структурного этажа имеют дискордантный структурный план в южной части антиклинория и согласный в северной части. Однако в зоне контакта и в южной части антиклинория породы нижнего и верхнего структурных этажей не имеют отчетливого несогласия. На значительном протяжении границы структурных этажей тектонические. Наиболее полно верхний этаж обнажается на западном крыле, где для пород характерно север-северо-восточное проостириание.

Няровейская свита располагается в нижней части разреза верхнего структурного этажа. В основании свиты залегают конгломераты мощностью от первых метров до 300—400 м. Выше свита представлена различными сланцами — графитоидно-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, эпидот-хлорит-альбитовыми, зелеными вулканогенными, измененными кислыми эффузивами. Верхняя часть разреза свиты представлена обычно плейчатými серицит-хлоритовыми, серицит-хлорит-кварц-альбитовыми и другими сланцами, реже встречаются зеленые вулканогенные сланцы и фельзиты. Отложения няровейской свиты насыщены интрузивными телами габброидов и гранитоидов. В зонах разломов глубокого заложения и в меньшей мере в экзоконтактовых зонах графитоидных интрузий вулканогенно-осадочные породы няровейской свиты изменены и представлены разнообразными породами гранитизированного комплекса, существенную роль среди которых играют бластокатаклазиты — плагиоклаз-амфибол-хлоритовые, плагиоклаз-амфибол-биотитовые, эпидот-хлоритовые, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-амфибол-биотитовые.

¹ Согласно определениям строматолитов А. З. Бурским и переопределению водорослей *Collenia maslovi vologd* из карбонатных пород немурьюганской свиты М. Б. Раабен, отложения верхнего структурного этажа относятся к средне-позднерифейским (Цимбалюк, 1974).

Верхняя граница вулканогенно-осадочной няровейской свиты с согласно залегающими на ней терригенно-карбонатными отложениями немурьюганской свиты проводится по появлению в разрезе полосчатых кварцитов. Мощность пород няровейской свиты не менее 1600 м.

Отложения немурьюганской свиты протягиваются вдоль западной границы антиклинория на расстояние около 80 км от р. Ханмей до р. Хадата. Свита характеризуется фациальной пестротой и литологическим разнообразием. Наиболее типичным является ее терригенно-карбонатный разрез, в котором нижняя и средняя части представлены переслаиванием мраморизованных доломитов, полосчатых кварцитов, хлорит-серицитовых и карбонатных сланцев. Выше по разрезу преобладают сланцы. Мощность отложений свиты составляет 1000—1200 м.

СТРУКТУРА

Харбейский антиклинорий входит в систему Уралтауских антиклинориев, представляя собой структуру байкальской консолидации, значительно переработанную процессами палеозойского тектогенеза (Апельцин и др., 1967). В северном направлении происходит сужение антиклинория, в районе р. Б. Щучьей наблюдается его периклинальное замыкание. Южная периклиналь антиклинория срезана Главным Уральским разломом, который фиксируется по гипербазитовым массивам Рай-Из, Сыумкеу и др. С востока структура также ограничена массивами гипербазитов зоны Восточного глубинного разлома, имеющего западное падение и отделяющего Харбейский антиклинорий от Щучьинского синклинория. Западная граница проводится по контакту метаморфических толщ с палеозойскими отложениями Талота-Собского синклинория, который почти везде является тектоническим (Перфильев, 1968). Западные разломы имеют восточное падение навстречу Восточному разлому под углом 50—60°, представляя надвиговое оперение последнего (Апельцин и др., 1967). Следовательно, Харбейский антиклинорий представляет собой огромный тектонический клин (Перфильев, 1968), надвинутый на миогеосинклинальную зону.

В истории развития антиклинория можно выделить дорифейский (доуральский) цикл тектогенеза, в результате которого сформировался нижний структурный этаж с субширотными простираниями, и рифейский, выразившийся в образовании верхнего структурного этажа с субмеридиональными простираниями складчатых и разрывных структур. Можно также предполагать, что в строении антиклинория отразился и каледоно-герцинский цикл тектогенеза, так как область Харбейского антиклинория находилась между эвгеосинклиналью восточного склона и миогеосинклиналью западного склона — областями активных тектонических процессов на протяжении всего палеозоя (Апельцин и др., 1967).

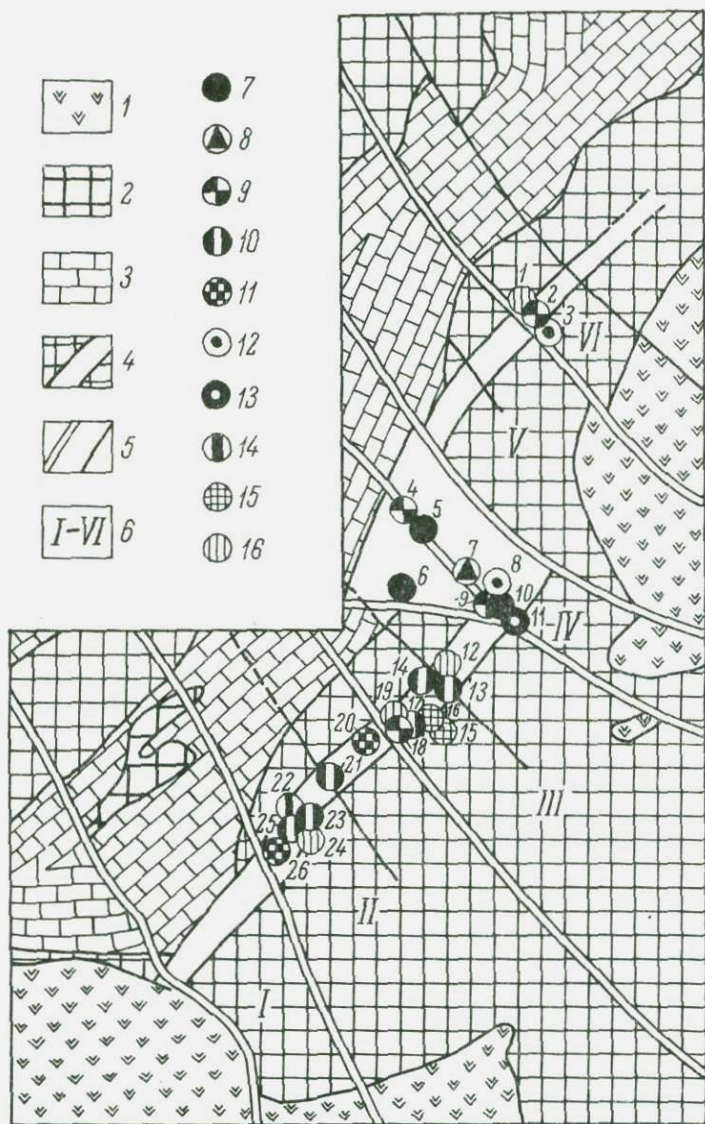
Полицикличность развития антиклинория обусловила гетерогенность строения Харбейского сооружения. В этой связи особого внимания заслуживают поперечные структуры антиклинория, выделенные здесь в разные годы В. Н. Охотниковым и С. Г. Караченцевым. Эти структуры, представляющие собой поперечные поднятия, интерпретируются в настоящее время как узкие субширотные антиклинали, полого погружающиеся на восток и ограниченные с юга и севера нарушениями. В замках и периклинальных частях поперечных антиклиналей доордовикские породы залегают почти горизонтально, а на крыльях падают под углом до 30—40°.

На крайнем юге антиклинория в качестве поперечной структуры выделена Собская антиклиналь, фиксирующаяся по изменению простирания пород няровейской свиты. Ширина складки составляет 2—4 км, ее крылья резко сжаты, замок четко очерчен, простирание пород на крыльях субширотное.

Харбейская поперечная структура прослеживается от верхних притоков р. Б. Харбей до нижнего течения р. Лаптаюган. В пределах полосы развития пород няровейской свиты она фиксируется по изменению их простирания с субмеридионального на субширотное, а в области развития пород ханмейхойской свиты трассируется субширотным поясом гранитоидов. С северо-востока структура ограничена региональным Лаптаюганским разломом.

5021
Наиболее крупной поперечной структурой Харбейского антиклинория является Лонготьюганская антиклиналь, имеющая почти широтное простирание. Ее ширина составляет 8—10 км, с юга и севера она ограничена крупными разломами — Лонготьюганским и Сядатинским. Вдоль этих разломов устанавливаются значительные вертикальные перемещения (до 3—5 км). По геофизическим данным, Лонготьюганская структура прослеживается в пределах фундамента Русской и Западно-Сибирской плит (Цимбалюк, 1974).

По мнению В. Н. Охотникова, поперечные структуры Харбейского антиклинория являются по сути складками, заложение которых происходило в раннем кембрии (Охотников, 1975). Иной точки зрения придерживается С. Г. Караченцев, рассматривающий поперечные структуры как сквозные долгоживущие зоны глубинных разломов фундамента, заложившиеся в дорифейское время. По его мнению, поперечные структуры уже в рифее представляли собой локальные поднятия и в целом являются унаследованными байкальскими образованиями, пережившими активизацию в палеозое (Караченцев, Высоцкий, 1974). Эти структуры С. Г. Караченцев рассматривает как разрывные ограничения крупных блоков, имеющие глубинное заложение с корнями в верхней мантии. По его мнению, поперечные структуры являются областями гравитационного разуплотнения и увеличения мощности земной коры. Последнее расценивается как результат дегазации мантии и гранитизации верхней части земной коры в зонах глубинных разломов, фиксируемой по аномалиям щелочей. В связи с этим предполага-



ется, что поперечные структуры контролируют эндогенное оруденение, формирующееся на фоне интенсивного щелочного метасоматоза субстрата (Караченцев, 1982).

Точки зрения о байкальском возрасте, сквозном характере и палеозойской активизации поперечных структур, пользующихся широким распространением в пределах всей Уральской системы, придерживаются многие исследователи (Горский, 1958; Бакиров, 1963; О. А. и А. Г. Кондиайн, 1971; Огарин, 1968). Они также

Рис. 2. Схема размещения месторождений и рудопроявлений различных минеральных типов в пределах Западно-Харьбейской рудоносной зоны.

1 — массивы ультрабазитов; 2—3 — образования структурных этажей (2 — протерозойского, 3 — палеозойского); 4 — контур Западно-Харьбейской рудоносной зоны; 5 — поперечные разломы глубокого заложения первого порядка (а) и второго порядка (б); 6 — тектоно-минералогические блоки: I — Собский, II — Ханмейский, III — Харьбейский, IV — Лонготьюганский, V — Сыдатинский, VI — Хадатинский; 7—16 — минеральные типы месторождений и рудопроявлений: 7 — касситерит-фергусонит-пироклоровый, 8 — молибденит-шеелитовый, 9 — шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый, 10 — сфалерит-халькопирит-галенитовый, 11 — молибденит-пирит-халькопиритовый, 12 — галенит-халькопирит-пирротинный, 13 — галенит-пиритовый, 14 — антимонитовый, 15 — пирит-магнетитовый, 16 — пиритовый. Цифры на карте — месторождения и рудопроявления: 1 — руч. Графитовый, 2 — Сальтальбинское, 3 — руч. Кондрат, 4 — Немурьюганское, 5 — Немурское, 6 — Крестовое, 7 — Орлиновое, 8 — Заячье, 9 — Лонготьюганское, 10 — Плоское, 11 — руч. Магнетитовый, 12 — Перевальное, 13 — Желтая Гора, 14 — руч. Медный, 15 — Разломное, 16 — Скарновое, 17 — Свинцовое, 18 — Харьбейское, 19 — Пиритовое, 20 — Бадьяюганское, 21 — Ревущее, 22 — Антимонитовое, 23 — Жильное (жила 4), 24 — Мелкое, 25 — Полиметаллическое, 26 — Ханмейское.

считают, что поперечные структуры представляют собой зоны глубинных разломов, охватывающих всю толщу земной коры.

Обобщая взгляды на природу поперечных структур Харьбейского антиклинория, мы рассматриваем их как шовные, приразломные образования. Заложение шовных зон произошло, вероятно, в дорифейское время в результате блокирования платформенного фундамента, оформились они в рамках байкальского тектогенеза, а позже пережили активизацию в палеозое.

Важнейшим элементом структуры Харьбейского антиклинория являются разрывные нарушения разного порядка. Наиболее крупные из них — уже упоминавшийся Главный Уральский разлом, ограничивающий антиклинорий с востока, и система надвиговых нарушений, определяющих тектоническое сочленение антиклинория с Талота-Собским синклинорием многоэпендиальной зоны уралид западного склона (Перфильев, 1968).

Южная часть западного крыла Харьбейского антиклинория (от р. Собы на юге до р. Лонготьюган на севере) рассматривается Л. П. Подсосовой и В. А. Пономаревым как долгоживущая шовная зона, мигрировавшая к западу на протяжении позднего протерозоя—раннего палеозоя. Мы разделяем точку зрения упомянутых авторов и считаем, что западное крыло Харьбейского антиклинория на всем его протяжении представляет зону глубинного разлома. Эта зона сопровождается региональной отрицательной аномалией силы тяжести с образованием локальных минимумов в узлах пересечения субмеридиональной зоной субширотных поперечных структур. В рамках этой зоны, имеющей ширину от 3 до 12 км, обычно 8—10 км, можно все же выделить субмеридиональные разломы глубокого заложения, являющиеся структурами более высокого порядка.

В большинстве случаев удастся выделить три таких разлома, служащих ограничениями, и один, проходящий в центре зоны. Наибольший интерес представляет разлом глубокого заложения, протягивающийся вдоль границы между структурными этажами от массива Рай-Из до р. Б. Щучьей. Некоторые его кулисы были

ранее выделены под названием Магнетитовых разломов (Охотников, 1968). На всем своем протяжении это нарушение прослеживается по отчетливым геологическим признакам: тектонической границе между структурными этажами, цепочкам тел ультрабазитов, полосе развития бластомилонитов, региональной гранитизации пород сланцевого субстрата и минерализации. С зоной этого разлома увязываются практически все месторождения и рудопроявления Харбейского антиклинория.

Кроме отмеченных субмеридиональных разломов в исследуемом районе отмечается целая серия значительных разрывных нарушений субширотного простираения. Наиболее крупные из них (Собский, Большеханмейский, Харбейский, Лонготьюганский) служат южными ограничениями поперечных структур. Их значительная протяженность, приуроченность к долгоживущим поперечным поднятиям позволяют сделать вывод о глубоком заложении этих структур. Они рассматриваются нами как поперечные нарушения I порядка. Менее крупными поперечными разломами являются нарушения, ограничивающие поперечные структуры с севера, — Малоханмейский, Лаптаюганский, Большещучинский. Мы их определяем как нарушения II порядка. Примечательно, что субширотные разломы первого порядка располагаются относительно друг друга с шагом 22—24 км, а разломы второго порядка располагаются посередине между разломами первого порядка, т. е. на расстоянии 11—12 км от них (Литошко, 1982).

Система крупных поперечных структур и нарушений определяет отчетливо поперечно-блоковое строение Харбейского антиклинория. В направлении с юга на север нами выделяются (рис. 2): Собский, Ханмейский, Харбейский, Лонготьюганский, Сядатинский и Хадатинский блоки. В целом предлагаемое выделение блоков совпадает со схемой С. Г. Караченцева (Караченцев, Высоцкий, 1974) с той лишь разницей, что Харбейский и Лонготьюганский блоки объединяются С. Г. Караченцевым в рамках Харбей-Лонготьюганской поперечной структуры, а Сядатинский и Хадатинский отвечают его Хадатинскому блоку.

Рассмотренная гетерогенность структуры Харбейского антиклинория и его макроблочное строение отчетливо проявляются в особенностях магматизма и металлогении (Апельцин и др., 1967; Караченцев, Высоцкий, 1974), являясь важнейшим фактором мигрирования в целом.

МАГМАТИЗМ

Харбейский антиклинорий характеризуется большой насыщенностью интрузиями разнообразного состава — от кислого до ультраосновного. Подавляющее большинство интрузий группируется в субмеридиональный и субширотные пояса, маркирующие по существу зоны повышенной тектонической активности. Наибо-

лее значительный интрузивный пояс картируется по западному крылу антиклинория, ограничиваясь с востока и запада отмеченными выше субмеридиональными разломами. Выделяются также субширотные пояса, контролирующиеся Собской, Харбейской и Лонготьюганской поперечными структурами (рис. 1).

Магматические образования рудоносной территории относятся к кембрийскому интрузивному циклу. Наблюдаемые различия в составе комплексов обусловлены широким развитием латеральных рядов (Охотников, 1979). В рамках кембрийского интрузивного комплекса объединяются серпентиниты, пироксениты, габбро-диабазы, метагаббро, кварцевые диориты и граниты. Наибольшим распространением в районе пользуются гранитоиды условно кембрийского возраста, которые изучались многими исследователями (Софронов, 1948; Охотников, 1955, 1975, 1979, 1985; Кожина, 1958; Молдаванцев, 1963, 1971; Апельцин, 1966; Апельцин и др., 1967; Караченцев, 1972; Караченцев, Высоцкий, 1974). Заметим, что относительно возраста гранитоидов существуют разногласия. Так, Т. К. Кожина и Н. Г. Удовкина, а также А. В. Цимбалук придерживаются мнения о доордовикском их возрасте. Г. П. Софронов и В. Н. Охотников рассматривают их как ранне-среднеордовикские, Ю. Е. Молдаванцев считает в основном их послеордовикскими.

В гранитах отчетливо проявлены процессы наложенного щелочно-кремниевое метасоматоза, что, по мнению Ф. Р. Апельцина, свидетельствует о многократной реогранитизации древних гранитов и их разрастании за счет гранитизации вмещающих метаморфических пород. Наиболее поздний этап реогранитизации происходил в среднем—позднем палеозое (Апельцин, 1966; Апельцин и др., 1967). С. Г. Караченцев отмечает, что метасоматические процессы, в результате которых были преобразованы как граниты, так и сланцевые толщи, связаны с позднепалеозойской активацией древних субширотных структур, которые могут рассматриваться как центры активизации (Караченцев, 1972). Он также указывает, что в пределах Харбейского антиклинория развиты в основном реогранитизированные и метасоматические гранитоиды, характеризующиеся вследствие широкого развития метасоматических процессов аномально высоким содержанием кремнезема и щелочей. Все это дает основание некоторым исследователям считать образование гранитоидов как результат гранитизации сланцевых толщ (Молдаванцев, 1963, 1971; Караченцев, Урасин, 1972).

Существует мнение, что гранитоиды Харбейского антиклинория относятся к гранит-лейкогранитовой формации позднепалеозойского возраста (Елохин и др., 1981).

Некоторыми исследователями в составе кембрийского (или венд-кембрийского) интрузивного цикла выделялись кварцевые диориты, известные как «плаггиоклаз-амфиболовые гнейсы» (Охотников, 1955, 1975). Эти породы имеют широкое распространение в западном крыле Харбейского антиклинория и часто именно к полям распространения этих пород приурочены молибденовые

месторождения и рудопроявления. Мы считаем, что плагиоклаз-амфиболовые породы являются blastsмилонитами и представляют собой результат преобразования вулканитов основного состава в зоне разломов глубокого заложения с интенсивным проявлением процессов кремнещелочного метасоматоза (Литовко, Тимонина, 1984) и не имеют строгой геохронологической привязки (см. гл. V).

Многими исследователями подчеркивается генетическая связь вольфрам-молибденового оруденения Харбейского антиклинория с гранитоидами полярноуральского комплекса (Охотников, 1985; Грязнов, 1986, и др.). Мы считаем, что аргументов против такой связи неизмеримо больше, чем в ее пользу.

Однако совсем не изучен вопрос о характере связи вольфрам-медно-молибденового, а также полиметаллического оруденения с комплексом малых интрузий основного (Харбейское, Лонготьюганское) и субщелочного состава (Лонготьюганское). Требуется изучения и вопрос о возможной связи оруденения с субщелочным кузьморским (генахадатинским) комплексом. Следует подчеркнуть, что определение возраста комплекса как венд — кембрий весьма спорно. По данным О. А. и А. Г. Кондяйн, вулканиты кузьморского комплекса (р. Гена-Хадата) несогласно залегают на породах няровейской и немурьюганской свит. На западном продолжении поперечных структур Харбейского антиклинория известны вулканиты трапповой формации триасового возраста (Баклунд, 1911; Иванов, 1974). Это наряду с единичными определениями возраста трахилипаритов в 180 млн. лет позволяет предположить гораздо более молодой их возраст, возможно мезозойский.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Подавляющее большинство известных в настоящее время месторождений и рудопроявлений Харбейского антиклинория приурочены к его западному крылу (рис. 2). Металлогеническим своеобразием исследуемого района, на которое было обращено внимание еще Г. П. Софроновым, является присутствие практически во всех рудных объектах молибденита, что в целом определяет молибденовый профиль провинции. По В. Н. Охотникову, этот район входит в няровейскую сурьмяно-свинцово-молибденовую подзону Восточной металлогенической зоны безмышьяковых руд (Охотников, 1975). Позднее район стал рассматриваться В. Н. Охотниковым в рамках Восточной сурьмяно-свинцово-редкометалльно-молибденовой металлогенической зоны (Охотников, 1985).

Исследуемая минерализация локализована в породах верхнего структурного этажа и образует аномально минерализованную полосу, протягивающуюся вдоль всей западной границы Харбейского антиклинория. Анализ показывает, что в структуре антиклинория

эта полоса занимает вполне определенное место, контролируясь зоной субмеридионального разлома в висячем боку западного крыла.

Значительная протяженность рудоносной зоны, насыщенность магматическими телами от ультраосновного до кислого состава, интенсивная гранитизация пород вулканогенно-осадочного субстрата, широкое развитие пликативных и разрывных нарушений, структур будинаж, blastomилонитов приводят к выводу о том, что рудоносная зона, называемая нами Западно-Харбейской, представляет собой зону глубинного нарушения фундамента, заложившуюся, вероятно, в рифее и пережившую активизацию на протяжении всего палеозоя (Литошко, 1982). Важнейшей особенностью Западно-Харбейской рудоносной зоны, как и всего Харбейского антиклинория, является ее блочное строение, обусловленное сочленением зоны с поперечными структурами и проявившееся в неоднородности распределения метасоматических пород и минерализации (Силаев и др., 1981). Анализ показывает, что именно узлы сочленения субмеридиональной структуры с поперечными разломными структурами характеризуются максимальными проявлениями рудно-метасоматических процессов и повышенной рудоносностью. Последнее, по-видимому, и послужило основанием для вывода С. Г. Караченцева о рудогенерирующей роли поперечных структур. В строении Западно-Харбейской рудоносной зоны центральное место не только в смысле положения, но и рудоносности занимает узел ее сочленения с Лонготьюганской поперечной структурой, относительно которого выделяются северное (Сядатинский и Хадатинский блоки) и южное (Харбейский, Ханмейский и Собский блоки) крылья.

Таким образом, в западной части антиклинория вырисовывается специфическая линейная структура общеуральского простиранья, основные особенности которой заключаются в ее приразломном характере, блоковом строении, аномальной насыщенности магматическими телами от ультраосновного до ультракислого состава, широком проявлении гидротермального метасоматоза и минерализации. Эта структура представляет собой моноклиний (Подсосова, Пономарев, 1972), падающий на восток и протягивающийся на 170 км при ширине 6—14 км. С запада моноклиний ограничен упоминавшейся выше системой надвиговых нарушений, отделяющих Харбейский антиклинорий от Талота-Собского синклинория. Ограничением с востока служит зона разлома, протягивающаяся вдоль контакта структурных этажей антиклинория и контролирующая размещение большинства рудных объектов. В срединной части моноклиний осложнен разломом, являющимся на некоторых участках тектонической границей няровейской и немурьюганской свит. К его зоне приурочена основная масса гранитоидных интрузий. Сближенное расположение отмеченных разломов, протяженность и общий линейный характер структуры, ее насыщенность магматическими и метасоматическими образованиями, аномальная минерализованность позво-

ляют рассматривать моноклинорий как единую зону глубинного разлома субмеридионального уральского простирания. Эта зона, имеющая все признаки наложения на древнее основание структуры, выделяется нами как Западно-Харбейская зона отраженной тектоно-магматической активизации. По составу минерализации она отвечает IV, молибденово-редкометалльному, типу областей отраженной активизации (Щеглов, 1971).

МЕТАМОРФИЗМ

В пределах Харбейского антиклинория развиты разнообразные метаморфические комплексы — эклогитовой, глаукофановой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой фаций. Широко проявлены гранитизация и диафторез.

Наиболее изучены высокобарические метаморфические комплексы — эклогиты (Удовкина, 1971, 1985; Ленных, Вализер, 1980) и глаукофановые сланцы (Кейльман, Бутин, 1975; Бутин и др., 1979; Казак, 1981). Другие метаморфические комплексы изучены фрагментарно (Молдаванцев, Перфильев, 1962; К вопросу о геологическом..., 1973; Панин, 1983; О формационной принадлежности..., 1983).

Эклогитовые комплексы развиты в пределах Марункеусского блока Харбейского антиклинория. Эклогиты слагают линзообразные тела мощностью от десятков сантиметров до 30 м среди амфиболитов, мигматитов и гнейсов ханмейхойской свиты. Площадь распространения эклогитов имеет в плане овальную форму при максимальной ширине 8—10 км и длине около 40—50 км. Максимально развиты эклогиты в южной части поля на междуречье ручьев Маруншор—Няршор. Эклогиты развиваются по гипербазитам и вулканогенно-осадочным породам. По минеральному составу выделяются три основные разности (Удовкина, 1985) — альмандиновые, кианит-цоизитовые и каринтиновые, а также ряд специфичных — рутиловые, смарагдит-гранатовые, хромит-кианит-смарагдит-гранатовые эклогиты. Среди эклогитов широко развиты бластомилониты (Ленных, Вализер, 1980), состоящие из дистена, цоизита, каринтина, мусковита (фуксита). Все эклогитовые комплексы неоднократно диафторированы. Наиболее отчетливо проявлены поздние мусковит-кварцевые диафториты.

Глаукофановые породы образуют в пределах Харбейского антиклинория два пояса. Первый пояс располагается в полосе развития зеленосланцевых бластомилонитов по амфиболитам ханмейхойской свиты в зоне меланжа западного контакта гипербазитового массива Сыумкеу и прослеживается южнее вдоль контакта массива Рай-Из, второй — в зоне контакта сланцев няровейской свиты с породами Харбейского гнейсово-амфиболитового комплекса и прослеживается от р. Б. Харбей на юге до р. Щучья на севере. Глаукофаносодержащие сланцы образуют

линзы мощностью до 70—100 м и прослеживаются на 300—700 м (Бутин и др., 1979).

Метаморфизм пород ханмейхойской свиты отличается стабильностью, отвечая в целом амфиболитовой фации. В сводовых частях Лапатаюганского и Евьюганского куполов интенсивно проявлена гранитизация с образованием биотитовых гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов (Кейльман, 1974). Породы париквасьшорской свиты метаморфизованы преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой фации. По мере приближения к гранито-гнейсовым куполам и зоне Восточного глубинного разлома степень метаморфизма возрастает и достигает амфиболитовой фации. В породах ханмейхойской и особенно широко в породах париквасьшорской свит развиты процессы дислокационного метаморфизма вплоть до образования дистеновых сланцев и диафторитов мусковит-хлоритовой и мусковит-кварцевой фаций.

Метаморфизм пород няровейской, немурьюганской, бедамельской и хойдышорской свит в основном отвечает зеленосланцевой фации. В западном крыле Харбейского антиклинория степень метаморфизма пород няровейской свиты нарастает к зоне контакта с высокометаморфизованными породами харбейского комплекса и достигает низов эпидот-амфиболитовой фации. В основном степень метаморфизма пород отвечает мусковит-хлоритовой до биотит-эпидот-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации. Уровень метаморфизма ордовикских толщ отвечает филлитовой фации. Об этом свидетельствует кварц-хлорит-серицитовый состав цемента песчаников, широко развитых в разрезе.

Значительным распространением в районе пользуются бластомилониты, но внимания им уделялось немного. Зеленосланцевые бластомилониты фиксируются в виде двух поясов — вдоль восточной границы Харбейского антиклинория и в зоне контакта пород няровейской свиты и харбейского комплекса. Пояса бластомилонитов включают вышеупомянутые глаукофановые сланцы. В северной части Харбейского антиклинория ширина зоны развития зеленосланцевых бластомилонитов достигает 15—20 км и охватывает как породы няровейской свиты, так и нижнепалеозойские толщи Талота-Собского синклинория (Панин, 1983). Мощность тел собственно мусковит-хлоритовых бластомилонитов не превышает нескольких метров.

Достаточно широко развиты на территории Полярного Урала и роговообманковые бластомилониты — робластиты, как предложил их называть еще в 50-х годах И. А. Преображенский. Робластиты характерны для зон разломов среди вулканогенно-осадочных толщ, в которых чередуются вулканиты основного состава и сланцы кварц-серицит-хлоритовые, часто углеродистые. Обычны они и в обрамлении гранитных интрузий. В силу различного состава субстрата, по которому развиваются робластиты, и, очевидно, разного возрастного их положения робластиты весьма разнообразны. Наиболее широко распространена разновидность робластитов, известная среди полярноуральских геологов как

«плаггиоклаз-амфиболовый аподиоритовый гнейс». Эти породы наиболее широко развиты среди вулканогенных пород няровейской свиты в западном крыле Харбейского антиклинория, образуя прерывистую полосу длиной около 100 км при ширине до 4 км. Подобные породы известны и в районе Лекинतालбейского месторождения, где они развиваются по вулканитам бедамельской свиты. Для этого типа робластитов характерна тесная пространственная связь с вольфрам-медно-молибденовым и особенно с молибденовым оруденением. Поэтому ниже будет дана их более детальная характеристика.

Среди эклогитового комплекса также широко развиты бластиты. Амфибол в них представлен в основном каринтином.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И МИНЕРАЛОГИЯ
ВОЛЬФРАМ-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗАПАДНО-ХАРБЕЙСКОЙ
РУДОНОСНОЙ ЗОНЫ**

В пределах Западно-Харбейской рудоносной зоны установлены в настоящее время одно вольфрам-медно-молибденовое месторождение (Харбейское) и несколько рудопроявлений — Лонготьюганское, Ханмейское, Сальтальбинское, Бадьяюганское и Немурьюганское. Кроме собственно вольфрам-медно-молибденовых объектов в исследуемом районе установлена серия редкометалльных, медно-полиметаллических и сурьмяных объектов, тесно ассоциирующих в пространстве с вольфрам-медно-молибденовой минерализацией. Вся эта совокупность рудных объектов характеризуется общностью регионально-структурного положения и приуроченностью к одной геологической формации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РУДОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

Под рудоносной геологической формацией в настоящее время понимается та разновидность геологической формации, с которой связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых (Критерии прогнозной оценки территорий. . ., 1978). В отношении вольфрам-медно-молибденовой минерализации Харбейского антиклинория проблема рудоносной геологической формации решена далеко не однозначно, что тормозит разработку и совершенствование критериев прогноза рудоносности.

Вольфрам-медно-молибденная минерализация Харбейского антиклинория приурочена к специфическому комплексу пород, в рамках которого выделяются плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые, гранат-биотит-плагиоклазовые, биотит-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые, хлорит-плагиоклазовые, хлорит-амфиболовые, хлорит-биотитовые, мусковит-хлоритовые сланцы и породы кварц-полевошпатового состава. Центральное место в этом комплексе занимают плагиоклаз-амфиболовые породы, вопрос происхождения которых (ключевой вопрос происхождения всего рудоносного комплекса) остается до настоящего времени дискуссионным, поскольку именно с этими породами тесно пространственно связано оруденение Западно-Харбейской зоны, особенно молибденное. О степени пространственной связи плагиоклаз-амфиболовых пород с молибденовым оруденением говорит то, что в 40—50-е годы в качестве ведущего поискового признака использовалась (и не безуспешно) ассоциа-

ция плагиоклаз-амфиболовых гнейсов и микроклин-пертитовых гранитов (Софронов, 1955). Истории изучения и генезису этих интересных пород была посвящена специальная статья (Литошко, Тимонина, 1984), поэтому мы приведем здесь только основные результаты и выводы.

Прежде всего следует подчеркнуть, что выделяемые на картах «кварцевые диориты» или «плагиоклаз-амфиболовые гнейсы» состоят из пород весьма различного химического и минерального состава и представляют собой комплекс blastsмилонитов — мусковит-хлоритовых, амфибол-биотитовых, эпидот-актинолитовых и роговообманковых. Причем формирование blastsмилонитов пространственно сопряжено с процессами гранитизации, проявившейся в площадном изменении пород — окварцевании, альбитизации, мусковитизации — и образовании на участках концентрированного преобразования пород кварц-полевошпатовых метасоматитов. Последние часто описывались как дайки плагиогранитов или аплитов. Мощность кварц-полевошпатовых метасоматитов обычно 0.1—0.5 м, редко до 6—8 м.

Исследование структурно-текстурных свойств щелочных метасоматитов и их взаимоотношений с окружающими породами свидетельствует об образовании метасоматитов в результате замещения сланцев, а в некоторых случаях и амфиболитов. На это указывают согласное залегание, часто наблюдающиеся постепенные переходы к лейкократовым хлорит-плагиоклазовым сланцам, значительная протяженность (до сотен метров) при небольшой мощности, унаследованная полосчатость, «отретуширования» углистым веществом при развитии метасоматитов по углеродистым

Таблица 1

Состав амфиболов робластитов вольфрам-медно-молибденовых месторождений Харьейского антиклинория

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	47.41	45.91	47.27	44.52	44.26	45.15	46.53	47.86	39.91
TiO ₂	0.09	0.09	0.19	1.65	0.60	0.53	0.68	0.25	0.18
Al ₂ O ₃	11.79	6.37	12.89	10.85	9.23	9.51	8.51	6.18	12.72
FeO	20.26	22.01	17.33	14.98	17.05	17.05	23.54	14.00	25.77
MnO	0.14	0.19	0.34	0.37	0.33	0.45	0.20	0.44	0.13
MgO	7.00	8.34	15.17	11.45	11.03	10.94	7.67	13.87	2.55
CaO	9.12	9.60	3.91	11.54	11.28	10.92	9.33	10.67	9.09
Na ₂ O	2.82	0.82	0.53	2.09	1.62	1.74	1.88	1.26	2.60
K ₂ O	0.66	0.33	0.26	1.02	0.65	0.83	0.84	0.33	1.81
Сумма	99.57	93.67	97.90	98.48	96.06	97.11	99.18	94.91	94.77

Примечание. Железо дано в виде FeO. 1, 2 — Сальтальбинское рудопроявление, гранат-биотит-амфиболовый blastsмилонит; 3—8—робластиты: Харьейское месторождение (3—5), Бадьяюганское (6) и Ханмейское (7, 8) рудопроявления; 9 — Сальтальбинское рудопроявление, щелочной метасоматит по углеродистым сланцам. Названия амфиболов, по Лику (Leake, 1978): 1 — железистая роговая обманка; 2 — ферроактинолитовая роговая обманка; 3, 6, 8 — магнетитовая роговая обманка; 4, 7 — ферроэденит; 5 — ферроэденитовая роговая обманка; 9 — гастингситовая роговая обманка. Микрозондовый анализ, аналитик В. Д. Никитина (ВСЕГЕИ).

сланцам, а также определенная зависимость состава щелочных метасоматитов от состава окружающих пород (Литошко, Тимошина, 1984). В том случае, когда полевошпатовые метасоматиты развиваются по амфиболитам, образуются породы, близкие по составу плагиоаплитам. За счет же эпидот-хлоритовых и хлорит-плагиоклазовых сланцев образуются альбититоподобные породы.

Устанавливается, что на всех вольфрам-медно-молибденовых объектах бластомилонитовый комплекс метасоматически развивается по первичному вулканогенно-осадочному субстрату. Именно этим, по нашему мнению, объясняется пестрота бластомилонитового комплекса, отражающая первичную неоднородность субстрата. Данный вывод иллюстрируется изменением состава амфиболов робластитов (табл. 1).

Сопоставление химических составов пород вулканогенно-осадочной толщи и бластомилонитового комплекса (рис. 3) показывает, что преобразование пород субстрата в зоне разлома глубокого заложения имело в основном характер кремнещелочного метасоматоза, который мы определяем как гранитизацию.¹

Следует отметить, что интенсивность процессов гранитизации судя по величине индекса натриевости щелочных метасоматитов как конечных продуктов метасоматических преобразований пород, максимально проявилась в пределах Лонготьюганской поперечной структуры, что не противоречит данным других исследователей (Апельцин и др., 1967; Караченцев, Высоцкий, 1974).

Тенденции изменения состава исходных пород при этом хорошо иллюстрируются диаграммой на рис. 3. Анализируя диаграмму, можно сделать вывод, что последовательный переход от амфиболитов и сланцев субстрата к фельдшпатизированным сланцам, разнообразным бластомилонитам и щелочным метасоматитам происходит на фоне последовательного повышения кремнистости и особенно щелочности пород, с одной стороны, и снижения содержания фемических компонентов — с другой. Важно отметить, что поля составов замещающих и замещаемых пород заметно перекрываются, что подчеркивает постепенный характер замещений. В этом ряду замещений типичные робластиты выступают как один из конечных продуктов кремнещелочного метасоматоза, поле составов которых обрамляется со стороны исходных пород полем составов фельдшпатизированных и различных бластитов (рис. 3). Это наглядно иллюстрируется и низкими K/Rb отношениями бластомилонитов в целом (131) в сравнении со значениями данного отношения в породах субстрата (382).

Мы считаем, что робластиты Харбейского антиклинория являются конвергентными образованиями, формирующимися в зонах разломов глубокого заложения на фоне процессов кремнещелочного метасоматоза (гранитизации), развивающегося в вулканогенно-осадочной толще.

¹ Под гранитизацией автор понимает процесс кремнещелочного метасоматоза, протекающий в различной термодинамической обстановке и сопровождающийся фельдшпатизацией пород.

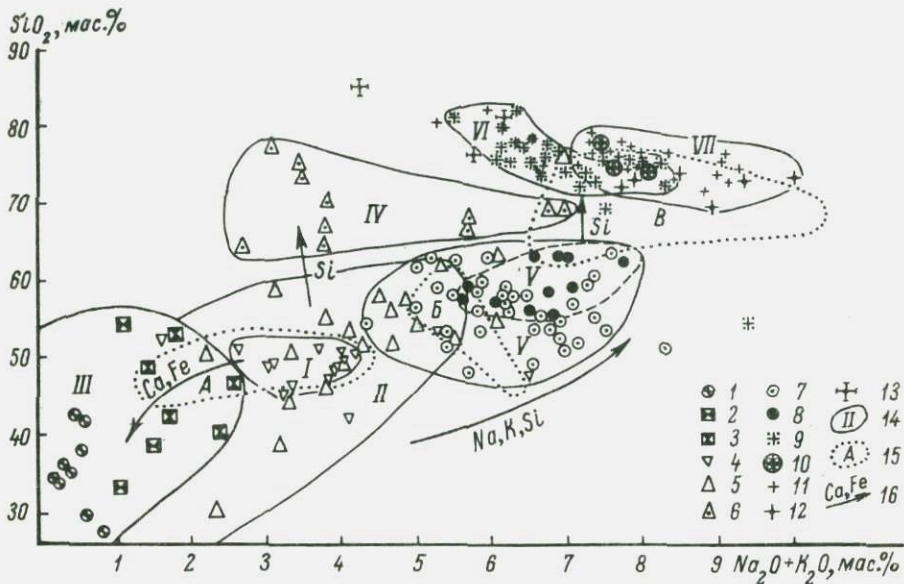


Рис. 3. Характер щелочно-метасоматических преобразований вулканогенно-осадочного субстрата в зоне глубинного разлома.

1 — скарны Немурьюганского рудопоявления (гранат-магнетитовые, эпидот-амфибол-гранатовые); 2 — скарноиды зоны Магнетитового разлома (магнетит-стильпномелановые, эпидот-стильпномелановые); 3 — скарны Свинцового рудопоявления (гранат-эпидотовые); 4 — диабазы, амфиболиты аподиабазовые; 5 — зеленые аповулканогенные сланцы; 6 — окварцованные сланцы; 7 — сланцы плагиоклаз-хлоритовые и хлорит-плагиоклазовые; 8 — робластиты; 9 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 10 — кварциты редкометалльные; 11 — граниты; 12 — граниты микроклиновые; 13 — грейзены и грейзенизированные граниты; 14—15 — поля составов; I — вулканиты основного состава, II — сланцы негранитизированные, III — скарны, IV — окварцованные сланцы, V — гранитизированные вулканогенно-осадочные породы, VI — кварц-полевошпатовые метасоматиты, VII — граниты; 15 — нормативные поля составов (по В. А. Заварицкому); A — основных изверженных пород, B — изверженных пород среднего состава, B — кислых изверженных пород; 16 — характер метасоматических преобразований вулканогенно-осадочного субстрата при гранитизации.

генно-осадочных толщах. Причем робластиты образуются преимущественно за счет вулканитов основного состава. Эти породы являются своеобразными индикаторами процессов активизации. По всей видимости, робластиты образовывались многократно в течение позднего протерозоя—палеозоя. Изотопное K-Ar датирование амфиболов робластитов позволяет выделить не менее 3 этапов формирования: позднегерейско-вендский, позднеордовикский-раннесилурийский и раннекарбонный (см. гл. V), отвечающих эпохам активизации структур Харбейского антиклинория.

Гранитизация вулканогенно-осадочных пород в зоне глубинного разлома компенсировалась за счет высвобождающихся при ней феррических компонентов магнезиально-железо-кальциевым метасоматозом, в результате которого формировались приразломные зоны хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации, магнети-

тизации, а также известковые скарны — эпидот-магнетит-гранатовые, эпидотовые, эпидот-магнетит-стильпномелановые (Немурь-юганское, Свинцовое, Ханмейское рудопроявления), обрамляющие Западно-Харбейскую зону.

МИНЕРАЛЬНЫЙ КАДАСТР

Полный минеральный кадастр рассматривается в настоящее время как наиболее общая характеристика уровня вещественной организации рудоносных территорий и средство генеральных сопоставлений (Юшкин, 1977, 1981). Параметрами такой характеристики служат общее число минеральных видов, установленных в районе, а также распределение минералов по кристаллохимическим классам и видам симметрии. В качестве универсального показателя уровня вещественно-структурной организации минеральных комплексов используется информационная энтропия как мера сложности и упорядоченности систем самого различного порядка. Конкретными энтропийными характеристиками являются значения реальной (H_p), максимальной (H_{\max}) и относительной (H_o) энтропии (Юшкин, 1977).

В кадастре минералов Харбейского антиклинория насчитывается в настоящее время 190 минералов, из которых 68 установлены здесь автором впервые, на Западно-Харбейскую рудоносную зону приходится 173 минерала (табл. 2). Многие из минералов являются новыми для Урала, например, ряд фосфатов — лазулит, липскомбит, беловит, целая группа теллуридов и сульфосолей свинца и висмута — жозент-А и В, цумонт, верлит, хаммарит, линдстремит и другие, всего более 20 минеральных видов (Литошко, 1984; Литошко, Никитина, 1984; Литошко и др., 1984).

Сопоставление кадастра Западно-Харбейской рудоносной зоны с кадастром земной коры показывает, что минералогической особенностью исследуемого района является его обогащение самородными, теллуридно-сульфидными минералами и вольфраматами. Следовательно, можно сделать вывод о том, что основные черты рудоносности Западно-Харбейской рудоносной зоны вытекают из общей минералогической специфики района.

По числу минеральных видов Западно-Харбейская рудоносная зона уже на данном уровне изученности является сравнительно хорошо изученным, типично «рудным» районом, в которых обычно число минеральных видов составляет 180—200 (Юшкин, 1981). Следовательно, есть основание считать, что кадастр Западно-Харбейской рудоносной зоны достаточно представительен и выражает основные минералогические особенности рудоносной системы.

Анализ распределения минералов исследуемого района по кристаллохимическим классами (табл. 2) показывает, что район характеризуется высоким сульфидным показателем и пониженным силикатным. Важно отметить, что по кристаллохимическим показателям Западно-Харбейская рудоносная зона как типичный

Распределение минералов Харьейского антиклинория по кристаллохимическим и сингонийным классам

Классы	Минералы	Частота встречаемости, %
	А. Кристаллохимические классы	
Простые вещества	Золото, серебро*, электрум*, купроауррид*, Hg-золото*, Hg-электрум*, Au ₂ Ag ₅ Hg, висмут, свинец*, медь, графит	5.79 (1.71)
Теллуриды	Алтаит*, теллуровисмутин*, тетрадимит*, жозеит-А, жозеит-В, протожозеит, цумонт, Рb-цумонт, хедлейт, верлит , гессит*, сильванит, калаверит	6.84 (1.42)
Сульфиды	Халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит*, тетраэдрит, пирротин-Н, пирротин-М*, пирит, мельниковит, марказит, троилит*, кобальтин*, полидимит*, арсенопирит*, ульманит, Со-ульманит, ковеллин, халькозин, антимонит, молибденит-Н, молибденит-Р*, кермесит, борнит, висмутин*, галеновисмутин*, хаммарит, фридрихит, линдстремит, крупант, Cu₈Pb₈Bi₁₄S₃₇, Ag₄Pb₄Bi₉S₁₇, AgPb₃Bi₄S₈, AgPbBi₃S₇	17.37 (11.76)
Оксиды	Магнетит, гематит, хроммагнетит*, титаномагнетит, алюмогематит , маггемит*, шпинель, пикотит, ильменит, пиррохлор, U-пиррохлор, Рb-пиррохлор, манганколумбит, магнезиоколумбит, танталит, самарскит, фергусонит, касситерит, куприт, кварц, рутил, валентинит, гетит, стибиконит, молибдит*	13.16 (9.28)
Гидроокислы	Гидрогетит, гидраргиллит*, лепидокрокит*, бемит*	2.10 (4.08)
Силикаты	Альмандин, андрадит, гроссуляр*, пироп, циркон, торит, браунит*, сфен, цоизит, клиноцоизит, эпидот, ортит, пьомонитит*, Sr-эпидот*, турмалин, малаяит , антофиллит*, актинолит, кимрит, эденит*, горнблендит, барроисит*, гастингсит, глаукофан, каринтин, тальк, парагонит, мусковит, фуксит, алургит , фенгит, сидерофиллит, лепидомелан, флогопит, стильпноелан, клинохлор, прохлорит, шамозит*, альбит, анортит, микроклин, лейцит*, анальцим*, диопсид, омфациит, хромофациит, бронзит, гиперстен, оливин, форстерит, берилл, гадолинит, фенакит, эгирин, дюмортьерит*, серпентинит, каолинит, дистен, хромдистен, ставролит, хлоритоид*, оттрелит*, силлиманит, гарниерит, топаз*	34.21 (24.17)
Фосфаты	Апатит, гидроксилapatит*, карбонатапатит, монацит, ауэрлит*, ксенотим*, лазулит , обыкновенный лазулит*, сванбергит*, флоренсит*, штипельманит*, беловит, липскомбит, барбосалит	7.37 (9.75)
Арсенаты	Эритрин*	0.52 (5.67)
Вольфраматы, молибдаты	Шеелит, молибдошеелит, повеллит, вольфрамит, ферберит, ферримолибдит	3.16 (0.83)
Сульфаты	Барит, целестин*, гипс, англезит, мелантерит*, галотрихит*, амарантит , ярозит	4.21 (9.16)
Карбонаты	Кальцит, доломит, сидерит, анкерит, смитсонит*, церрусит, малахит, азурит, висмутит*	4.74 (4.73)
Фториды	Флюорит	0.52 (1.83)

Таблица 2 (продолжение)

Классы	Минералы	Частота встречаемости, %
Б. Классы сингонии		
Кубическая		18.42 (14.38)
Гексагональная		5.26 (6.78)
Тригональная		14.74 (11.86)
Тетрагональная		8.95 (6.78)
Ромбическая		21.58 (24.29)
Моноклинная		26.84 (23.16)
Триклинная		4.21 (5.65)

Примечание. Полу жирным даны минералы, впервые установленные на Урале; звездочкой отмечены минералы, впервые установленные на Харбейском антиклинории; в скобках приведена частота встречаемости классов в земной коре, по Н. П. Юшкину (1981). Впервые установленные на Харбейском антиклинории самородные минералы являются аксессуариами, представляющими минералогический интерес, включая ранее известное золото (Охотников, 1975).

рудный район близка сложным регионам и земной коре в целом, что, по мнению Н. П. Юшкина, указывает на их минералогически полигенный характер и зрелость. Анализ распределения минералов по классам симметрии (табл. 2) показывает, что сингонийный² ряд минералов исследуемого района М—Р+К—Триг—Тетр—Г—Трик почти совпадает с подобным рядом, установленным И. И. Шафрановским (1974) для земной коры, что также указывает на значительную зрелость исследуемого минерального комплекса. Повышенная роль минералов кубической сингонии и в целом характер ряда говорит о том, что Западно-Харбейская рудоносная зона относится к «высокосимметричным» минералогически зрелым провинциям.

Сравнение кадастровых характеристик исследуемого района с соответствующими характеристиками земной коры, Урала в целом и ряда уральских провинций (табл. 3), отражающих значительную часть поперечного профиля северной части Урала, выявляет некоторые закономерности. Устанавливается, что Урал в целом и Западно-Харбейская рудоносная зона характеризуются как «зрелые» минералогические провинции, а Урало-Новоземельская и Западно-Уральско-Вайгачский регион — как относительно «незрелые», т. е. минералогическая зрелость Урало-Новоземельской складчатой области снижается в направлении от внутренних зон к платформенному обрамлению. Таким образом, рассмотрение минеральных кадастров провинций как источника сведений о наиболее общих, существенных чертах эволюции минералообразования приводит нас к выводу о том, что в рамках Урало-Новоземельской складчатой системы минералогенезис вообще и рудооб-

² Сингонии: Триг — тригональная, М — моноклинная, Р — ромбическая, Триг — тригональная, Тетр — тетрагональная, Г — гексагональная, К — кубическая.

Информационно-энтропийные характеристики минерально-структурной организации Западно-Харьбейской рудоносной зоны в сравнении с земной корой и уральскими провинциями

Земная кора и провинции	Кристаллохимическая			Симметрично-видовая			Число минеральных видов
	H_p	H_{\max}	H_o	H_p	H_{\max}	H_o	
Земная кора	3.4624	4.18	83	3.6886	4.46	83	1950
Урал	3.0368	4.18	73	3.2631	4.65	70	660
Западно-Харьбейская рудоносная зона (Осевая зона севера Урала)	2.8936	3.46	84	3.2961	4.08	81	117
	2.8834	3.58	81	3.5792	4.24	84	190
Урал-Новоземельская провинция (западный склон севера Урала)	2.8964	3.76	77	3.8349	4.27	90	160
Западно-Уральско-Вайгач-Южноново-земельский рудный пояс (рама Уральской геосинклинали)	2.5153	3.15	80	3.4894	3.88	90	67

Примечание. Информационно-энтропийные характеристики минеральных кадастров земной коры и ряда провинций даны, по Н. П. Юшкину (1981) и В. И. Силаеву (Силаев, Юшкин, 1985). Для Западно-Харьбейской рудоносной зоны приведены два последовательных варианта, отвечающие разным этапам изученности.

разование в частности отражают общий ход тектогенеза. В этом аспекте минеральный кадастр Западно-Харьбейской рудоносной зоны выступает как функция ее геотектонического положения, определяющегося приуроченностью к Осевой структурной зоне Урала (Силаев, Юшкин, 1985).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Состав рудных объектов Западно-Харьбейской рудоносной зоны определяется присутствием в них более 150 минералов. Для типизации рудных объектов, естественно, необходимо использовать минералы, являющиеся продуктами рудогенеза. К таковым относятся прежде всего самородные, теллуриды, сульфиды и сульфосоли, вольфраматы, фосфаты и некоторые алюмосиликаты. Всего в рудах объектов Западно-Харьбейской зоны насчитывается около 80 таких минералов. Основное значение среди них имеют — молибденит, халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, шеелит, а также антимонит, магнетит. Последний вместе с пиритом является как бы связующим звеном между метасоматическим и собственно «рудным» минералообразованием.

По минералогическому составу объекты Западно-Харьбейской зоны разделяются на ряд типов (Литошко, 1983): касситерит-

фергусонит-пиррохлоровый, молибденит-шеелит-редкометалльный,³ шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый, молибденит-пирит-халькопиритовый, галенит-пирротин-халькопиритовый, сфалерит-халькопирит-галенитовый, галенит-пиритовый, антимонитовый, пирит-магнетитовый, пиритовый. Из выделяемых в районе десяти минеральных типов важное значение имеют пять, представленных месторождениями и крупными рудопроявлениями: касситерит-фергусонит-пиррохлоровый, молибденит-шеелитовый, шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый, молибденит-пирит-халькопиритовый и сфалерит-халькопирит-галенитовый.

Проведенный анализ показал, что в основе эмпирически выработанной минералогической типизации рудных объектов лежит система устойчивых корреляционных связей между минералами (табл. 4). Так, по результатам корреляционного анализа устанавливаются тесно связанные ассоциации: шеелит+пирротин+молибденит и сфалерит+галенит, отвечающие соответственно шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовому и сфалерит-халькопирит-галенитовому минеральным типам. Положительные связи пирит—молибденит и пирит—халькопирит отражают развитие в исследуемом районе объектов молибденит-пирит-халькопиритового типа.

К шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовому минеральному типу отнесены объекты с ведущей ролью молибденита и присутствием шеелита. В значительных количествах в них присутствуют также халькопирит и пирротин. Такими объектами являются: Харбейское месторождение, а также Сальтальбинское, Лонготьюганское и Немурьюганское рудопроявления. По особенностям состава среди объектов этого типа можно выделить ряд разновидностей: собственно шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый (Харбейское), молибденитовый (Лонготьюганское), молибденит-пирротинный (Сальтальбинское), шеелит-молибденит-касситеритовый (Немурьюганское).

Корреляционный анализ (табл. 5) показывает, что состав объектов шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа в основном определяется устойчивой ассоциацией молибденит—пирротин—халькопирит. Шеелит встречается в объектах с развитой халькопиритовой минерализацией, сфалерит — в существенно молибденитовых объектах.

К молибденит-пирит-халькопиритовому минеральному типу нами отнесены Ханмейское и Бадьяганское рудопроявления, располагающиеся в пределах Ханмейского блока Западно-Харбейской рудоносной зоны. Особенностью состава объектов данного типа является их пирит-халькопиритовый состав при весьма подчиненной роли молибденита. Изредка отмечается галенит.

К сфалерит-халькопирит-галенитовому минеральному типу относится ряд пространственно разобщенных рудопроявлений:

³ Объекты этих минеральных типов в работе не рассматриваются (см. Апельцин и др., 1967).

Таблица 4

Матрица коэффициентов парной корреляции основных минералов месторождений и рудопроявлений Западно-Харьбейской рудоносной зоны

Шеелит	XX	65	30	-24	-42	-46	-01
Молибденит		XX	23	-06	-41	-56	15
Пирротин			XX	-27	18	05	-22
Халькопирит				XX	-01	-22	04
Сфалерит					XX	58	-58
Галенит						XX	-60
Пирит							XX

Таблица 5

Матрица коэффициентов парной корреляции основных минералов объектов шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа

Шеелит	XX	-26	00	40	-32	-80	32
Молибденит		XX	77	77	54	26	-82
Пирротин			XX	80	-10	40	-63
Халькопирит				XX	21	-20	-95
Сфалерит					XX	-21	-95
Галенит						XX	-95
Пирит							XX

Таблица 6

Матрица коэффициентов парной корреляции основных минералов объектов сфалерит-халькопирит-галенитового минерального типа

Молибденит		XX	-54	82	54	33	-33
Пирротин			XX	-50	06	-82	82
Халькопирит				XX	83	00	00
Сфалерит					XX	-54	54
Галенит						XX	-100
Пирит							XX

Желтая Гора, Свинцовое (Харьбейский блок), Ревущее и Верхнеханмейские (Ханмейский блок). Рудопроявления рассматриваемого типа автономно локализируются в узлах сочленения Западно-Харьбейской рудоносной зоны с поперечными разломами второго порядка (Желтая Гора, Ревущее) либо располагаются на флангах вольфрам-медно-молибденовых объектов (Свинцовое, Верхнеханмейские).

По особенностям состава в рамках данного минерального типа можно выделить следующие подтипы: галенит-халькопирит-пирротин-сфалеритовый (Желтая Гора), галенитовый (Свинцовое), халькопирит-галенитовый (Ревущее), галенит-халькопирит-сфалеритовый (Верхнеханмейские). В качестве примесей в рудах этих проявлений установлены пирит, борнит, жозеит-В, тетраэдрит. Корреляционный анализ (табл. 6) показывает, что наиболее

характерной ассоциацией в объектах этого типа является пара сфалерит—халькопирит. Галенит характеризуется отрицательными связями с основными минералами. Последнее указывает, что галенит отличается особым распределением в рудопрооявлениях. Это подтверждается наличием собственно галенитовых объектов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ И ОНТОГЕНЕЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Объекты различных минеральных типов образуют пространственные ассоциации — рудные поля зонального строения. В центре рудных полей находятся редкометалльные объекты, а на периферии — полиметаллические. В пределах Западно-Харьбейской зоны вольфрам-медно-молибденовые объекты известны в составе (с севера на юг) Сальтальбинского, Немурьюганского, Лонготьюганского, Харьбейского и Ханмейского рудных полей. Эти рудные поля располагаются в узлах пересечения Западно-Харьбейской зоны поперечными разломами I порядка. Кроме того, в узлах пересечения зоны поперечными разломами II порядка между рудными полями располагаются объекты сфалерит-халькопирит-галенитового минерального типа — рудопрооявления Ревущее и Желтая Гора.

Харьбейское рудное поле

В состав Харьбейского рудного поля входят собственно Харьбейское вольфрам-медно-молибденовое месторождение и галенитовое рудопрооявление Свинцовое.

Харьбейское месторождение приурочено к узлу сочленения Западно-Харьбейской рудоносной зоны с поперечной Харьбейской структурой, выделенной В. Н. Охотниковым (Охотников, Калинин, 1972). Район месторождения представляет собой моноклиналь, падающую на восток—юго-восток (рис. 4). В ее строении принимают участие метаморфические породы няровейской свиты.

Проведенными нами исследованиями установлено, что район месторождения представляет собой тектонический клин, в пределах которого вулканогенно-осадочные породы няровейской свиты претерпели значительные изменения и превращены в различные бластомилониты. Характер их метасоматических изменений позволяет говорить о гранитизации сланцев (Литошко, Тимонина, 1984), в результате которой сформировался специфический комплекс пород, включающий мусковит-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и роговообманковые бластомилониты. Основной дизъюнктивной структурой месторождения является Центральный Магнетитовый разлом, сопровождающийся серией оперяющих нарушений, картирующихся по зонам плейчатости, катаклаза,

для периферии месторождения. Среднюю и наиболее значительную часть площади месторождения, около 60 %, занимают хлорит-плагиоклазовые и плагиоклаз-хлоритовые сланцы. Важно отметить, что комплекс пород гранитизированного субстрата распространен преимущественно на месторождении и в ближайшем его окружении, сменяясь на флангах менее измененными вулканогенно-осадочными породами. Магматические образования на месторождении представлены серией диабазовых даек, секущих сланцевую толщу, и пластообразной залежью микроклиновых гранитов, обнажающихся северо-западнее месторождения и вскрытых под ним рядом скважин на глубине более 150 м.

Геолого-петрографическое изучение пород, слагающих район месторождения, показал, что их можно разделить на две группы. Первую группу составляют магматические, метаморфические и метасоматические (площадного распространения) породы: плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-плагиоклазовые и плагиоклаз-хлоритовые blastsомилониты, амфиболиты, диабазы. Вторая группа пород включает локально распространенные и приразломные метасоматиты: эпидот-хлоритовые, хлорит-серицитовые, серицитовые, хлорит-альбитовые сланцы и кварц-полевошпатовые породы.

В. А. Елохиным в пределах месторождения выделены биотитовые роговики, пропилиты, грейзены и березиты, а также кварц-альбит-кимритовые метасоматиты (Вулканизм, метасоматизм. . ., 1984). Выделение последних вряд ли целесообразно, поскольку кимрит является редким минералом кварц-альбитовых метасоматитов, которые представляют собой площадные кварц-полевошпатовые метасоматиты. Повышенные содержания глинозема в породах, возможно, обусловлены развитием аргиллизитов. Наиболее широко на месторождении распространены пропилиты. Грейзены имеют весьма ограниченное распространение и слагают зоны мощностью первые сантиметры в зальбандах кварцевых жил. По составу можно выделить кварц-мусковитовые и турмалиновые грейзены. Кроме того, непосредственно к зоне Магнетитового разлома приурочены специфические гидротермально-метасоматические образования — эпидозиты, состоящие из альбита, актинолита и цоизита, и скарноиды, сложенные стильпномеланом, кальцитом и эпидотом, магнетитом, а также пиритом, пирротинитом, халькопиритом, гранатом, сфеном, турмалином, апатитом, шеелитом, флюоритом.

Рудные тела Харбейского месторождения представляют собой серию согласных минерализованных кварцевых жил, объединяющихся в единую рудную зону протяженностью около 750 м, падающую к юго-востоку под углом 45—60°. С северо-востока рудная зона ограничена главным швом Магнетитового разлома, а отдельные его ответвления разбивают зону на три участка: юго-западный, центральный, северо-восточный.

В настоящее время в рудной зоне установлено более 1000 жил и прожилок, сгруппированных в четыре подзоны, три из которых

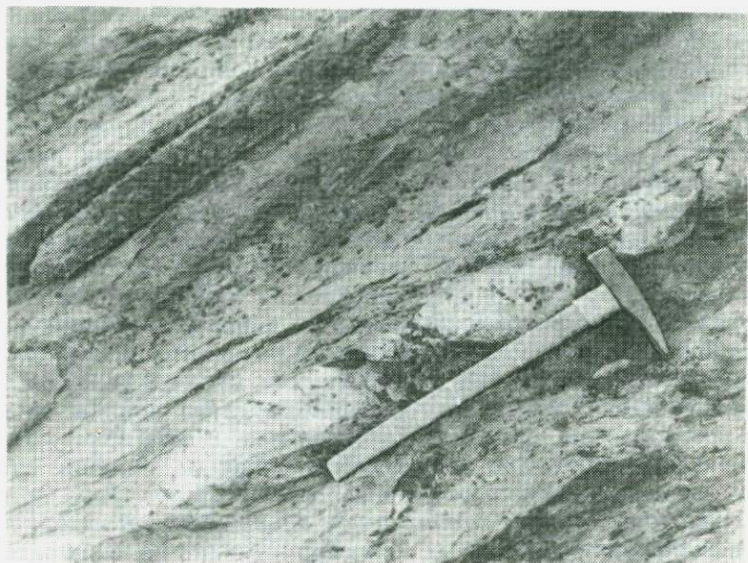


Рис. 5. Морфология и характер залегания четочных (будинированных) кварцеворудных жил Харбейского месторождения.

обнажены на поверхности, а четвертая вскрыта одной из скважин на глубине 250—300 м. Большинство рудных жил имеет мощность 8—15 см, в раздувах до 40 см, характеризуется четочным строением (рис. 5). Четки представляют собой двояковыпуклые линзы, удлинение которых возрастает с уменьшением мощности жил. В составе жил выделяется кварц трех генераций. Кварц-I голубоватосерый до черного, крупнокристаллический, слагает основную массу жил II и III подзон; кварц-II более мелкозернистый, белый («сахаровидный») — результат грануляции и частично переотложения кварца-I. В пережимах между четкими иногда фиксируется воднопрозрачный крупнокристаллический кварц-III — результат перекристаллизации кварца-I и II.

Установлено, что интенсивность окраски кварца-I находится в соответствии с составом вмещающих пород. Так, среди эпидотхлоритовых углеродистых сланцев жильный кварц-I темно-серый до черного, а в жилах, залегающих среди лейкократовых разностей сланцев, — светло-серый. Черная окраска кварца обусловлена микровключениями рентгеноаморфного углеродистого вещества, что говорит о метасоматическом механизме формирования кварцевых жил Харбейского месторождения. Весьма примечательным является размер монокристаллов кварца-I, достигающий 10—12 см, т. е. отдельные линзы (будины) жил представляют собой монокристалл или 2—3 кристалла. Это заставляет предполагать, что история формирования жил была весьма длительной и начиналась с образования метасоматических жил мелкозер-

нистого кварца, который затем был перекристаллизован в крупнокристаллический кварц, который мы принимаем за кварц первой генерации.

В качестве примесей в рудных жилах постоянно отмечаются кальцит, хлорит, реже мусковит и турмалин. В околожилных ореолах установлены апатит, гранат, сфен, флюорит, эпидот. Из рудных минералов в значительном количестве встречаются молибденит, пирротин, халькопирит и молибдошеелит. Кроме того, обнаружено еще около 50 аксессуарных минералов (табл. 2), преимущественно сульфосолей и теллуридов (рис. 6).

Кварцево-рудные жилы сопровождаются ореолом альбит-эпидот-актинолитовых, хлорит-кварц-карбонатных и хлорит-кварцевых нерудных жил и локальными ореолами серицитизации, хлоритизации, эпидотизации, турмалинизации, альбитизации. Взаимоотношения жил показывают, что наиболее ранними из них являются альбит-эпидот-актинолитовые, рассекаемые четочными рудными жилами. Скарноиды зоны Магнетитового разлома являются более поздними относительно кварцево-рудных жил, так как последние экранируют стильпномеланиты (жила Двойная) и цементируются на участках дробления магнетит-стильпномелановым агрегатом. Характер взаимоотношений минералов кварцевых жил и метасоматитов свидетельствует о том, что во время формирования метасоматитов структуры будинаж кварцево-рудных жил уже существовали, хотя и не вполне зрелом виде.

Текстуры руд — гнездовые, прожилково-вкрапленные, струйчатые; структуры — обрастания, цементации, коррозийная, идиоморфнометазернистая, течения.

Молибдошеелит обычно образует гнездообразные скопления зерен изометричных очертаний в лежащих зальбандах кварцевых жил, реже встречаются одиночные выделения. Изредка молибдошеелит образует псевдооктаэдрические дипирамидальные (до 3 см) или уплощенные кристаллы, удлинение которых во всех случаях ориентировано параллельно контакту жилы. Очень редко на стенках трещин кварцевых жил встречаются псевдооктаэдрические кристаллы размером 3—4 мм. Положение кристаллов молибдошеелита контролируется контактом жилы с вмещающей породой. Как правило, выделения молибдошеелита раздроблены и цементированы кальцитом.

В полированных образцах удается наблюдать «растаскивание» обломков кристаллов шеелита в массе гранулированного кварца на расстояние до 2 см. Это свидетельствует о формировании структур будинажа и после кристаллизации шеелита. В околожилных породах минерал образует рассеянную вкрапленность, порой значительную, иногда отмечаются прожилки молибдошеелита мощностью до 3 мм.

Взаимоотношения шеелита с другими минералами показывают, что кристаллизация его происходила на ранней стадии минерализации. Он образовался позже кварца, граната, магнетита, но раньше турмалина, кальцита, хлорита. В трещинах кристаллов

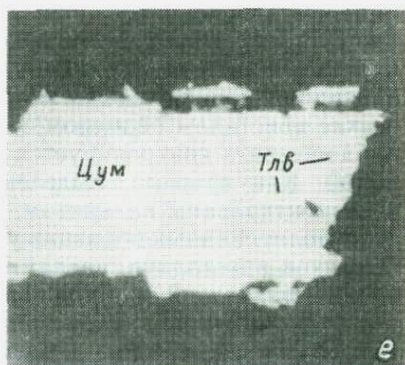
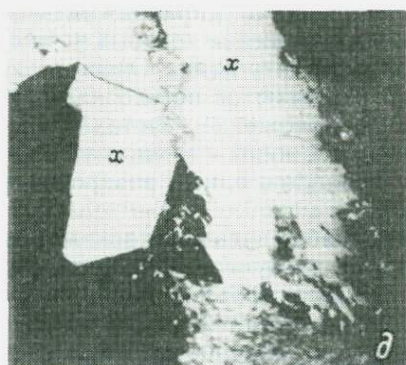
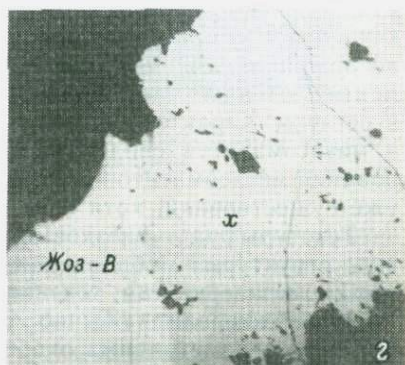
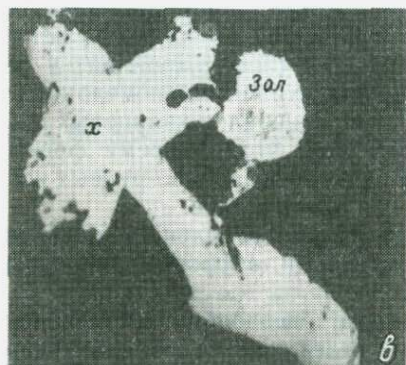
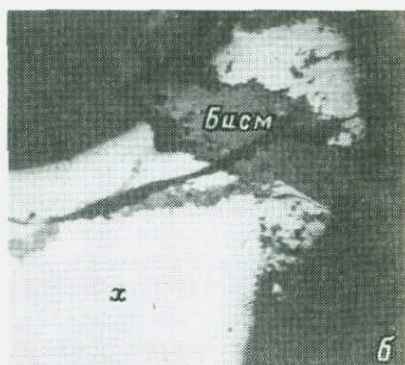
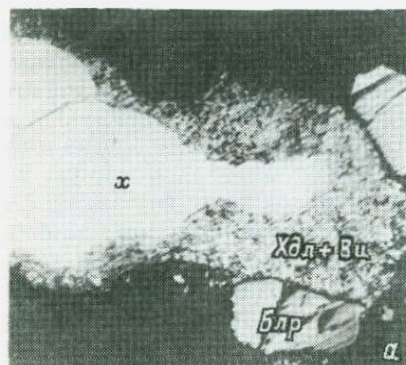


Рис. 6. Взаимотношения и характер выделений минералов сульфотеллуридной ассоциации. Харбейское месторождение.

шеелита наряду с кальцитом и хлоритом присутствуют молибденит, пирротин и халькопирит.

Согласно С. Г. Караченцеву (1978), шеелит на месторождении представлен двумя гипогенными генерациями: ранней молибдошеелитовой и поздней шеелитовой. При этом отмечалось, что молибдошеелит замещается шеелитом, что встречается довольно часто (Кононов и др., 1980).

Проведенные нами исследования привели к выводу об отсутствии поздней гипогенной генерации шеелита. Образование тонкой пленки шеелита связано с процессами гипергенеза. В пользу этого говорят следующие факты: пленка шеелита устанавливается только на открытой поверхности кристаллов, тончайшие «прожилки» шеелита также приурочены исключительно к трещинам и никогда не выходят за пределы кристаллов молибдошеелита. Замещение шеелитом молибдошеелита устанавливается только на поверхностях кристаллов, доступных для воздуха и поровых вод.

Эксперименты по замещению молибдошеелита шеелитом, осуществленные нами, показывают, что в кислой среде образцы покрываются нерастворимой корочкой желтого молибдита в результате избирательного выноса молибдена из поверхностной зоны кристаллов молибдошеелита. В итоге на кристалле образуется тонкая пленка шеелита. В щелочной среде кристаллы молибдошеелита с пленкой шеелита, выявляющейся по голубому свечению в УФ лучах, обнаруживают через 15—20 мин однородное желтое свечение, что свидетельствует о растворении шеелитовой пленки, т. е. в щелочной среде фиксируется вынос вольфрама.

Мы приходим к выводу, что замещение молибдошеелита шеелитом является гипергенным процессом, результатом воздействия поверхностных кислых вод. Наблюдения показывают, что молибдошеелит замещается шеелитом только в том случае, если он ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, окисление которых обуславливает кислотный характер вод. Тогда как молибдошеелит в ассоциации с молибденитом или находящимся отдельно от сульфидов железа шеелитом не замещается.

Молибденит тяготеет к зальбандам и пережигам жил, образуя струйчатые прожилки, гнезда и сплошные оторочки мощностью до 3 см. Отмечается, что молибденит концентрируется преимущественно в висячем зальбанде, реже образует вкрапленность внутри жил и околожилных породах. Выделяется три его морфологические разновидности.

Наиболее распространен крупночешуйчатый (1—30 мм) молибденит (рис. 7), метасоматически развивающийся по кварцу. Его агрегаты имеют гребенчатое строение, обусловленное наклонным положением пластинок относительно контакта жилы. Крупные чешуи молибденита насыщены, как правило, включениями кварца, а также мусковита. Отдельные индивиды имеют вид сектора в $120\text{--}130^\circ$ и ориентированы к плоскости контакта жилы под углом около 70° , т. е. их рост происходил в одном направлении — от зальбанда к центру жилы.



Рис. 7. Крупночешуйчатый молибденит (идиоморфнометазернистая структура), секущий зону контакта жилы и вмещающих сланцев и кристаллизовавшийся после формирования складки и дробления жилы. Жила Главная.

Мелкочешуйчатый молибденит с размерами чешуек менее 1 мм развивается исключительно по реликтам вмещающих пород в жилах, скоплениях слюд, агрегатам мелкозернистого кварца, а также во вмещающих породах. В тектонических зонах наблюдается перетертый молибденит в виде примазок, заполняющих тонкие трещины.

Изредка молибденит образует гексагональнопризматические кристаллы размером 12—15 мм и кристаллы псевдоромбоэдрического облика. Рентгенограмма последних отвечает 2H-модификации.

Для многих месторождений Сибири и Закавказья крупно- и мелкочешуйчатые молибдениты выделяются в различные генерации числом от 3 до 6. Проведенные нами онтогенетические исследования показывают, что размер выделений определяется размером индивидов субстрата, по которому метасоматически развивается молибденит. Какие-либо признаки, указывающие на повторное образование молибденита или его переотложение, отсутствуют. На изученных объектах мы имеем дело с одной генерацией, образующей в зависимости от характера вмещающей среды индивиды различного размера — от долей миллиметров до 3 см. Обычная картина, когда видим крупно- и среднечешуйчатый молибденит в относительно крупнозернистой кварцевой жиле и мелкочешуйчатый, прилегающий непосредственно к вмещающей мелкозернистой породе.

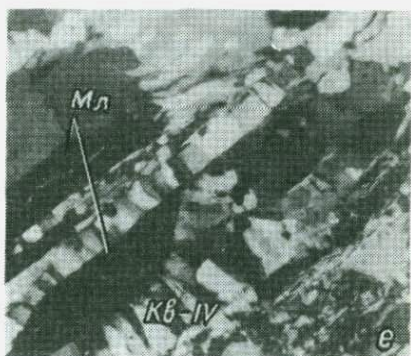
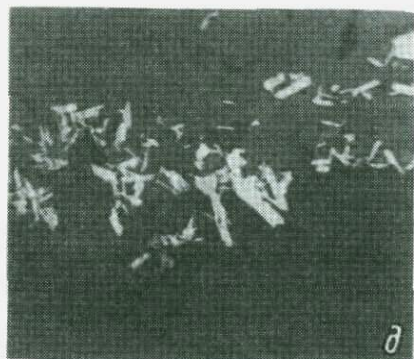
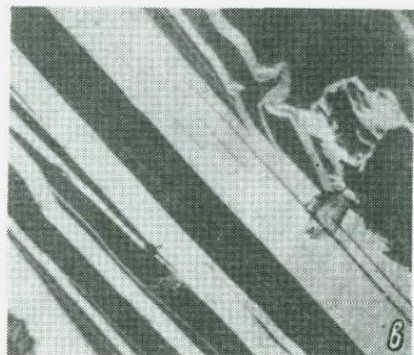
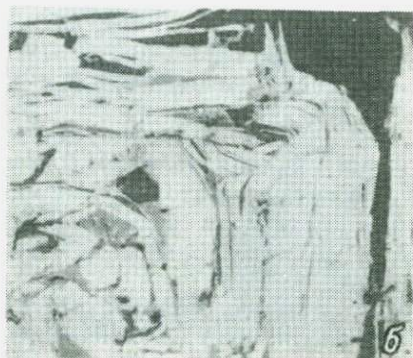


Рис. 8. Структуры деформации молибденита Харбейского месторождения (а—в, е) и Лонготъюганского (z, d) рудопроявления.

В целом для молибденита характерной является идиоморфно-метазернистая структура (рис. 7). Поздние процессы динамометаморфизма приводят к развитию вторичных структур двойникования, смятия и расщепления, которые развиты в основном в агрегатах крупночешуйчатого молибденита (рис. 8). Наиболее интенсивно расщепление и смятие проявляются на торцах крупных пластин и по их краям, где впоследствии, как мы часто видим, происходило отложение халькопирита (рис. 9, *г—е*), реже пирротина, кварца, хлорита. Для молибденита характерна мономинеральность агрегатов, другие минералы в ассоциации с ним обычно присутствуют в незначительном количестве, к ним относятся прежде всего халькопирит, далее пирротин, теллуриды, шеелит, пирит.

Положение молибденита в возрастном ряду рудных минералов вполне определено — кристаллизовался после молибдошеелита и, вероятно, пирита, но раньше всех других сульфидов.

Пирротин чаще всего встречается совместно с халькопиритом в кварцевых жилах в виде прожилок и гнезд, образует рассеянную вкрапленность во вмещающих породах, порой обильную в тектонических зонах. В значительных количествах пирротин встречается в кальцит-стильпномелановых скарноидах, насыщая зоны мощностью 8—10 см. В жилах пирротин образует выделения сложной формы в трещинах кварца, пустотах выщелачивания кальцита размером до $2 \times 1 \times 0.5$ см. Наблюдается в виде отдельных мелких зерен между кристаллами породообразующих минералов. Изредка отмечаются гексагональнопризматические кристаллы размером 0.2—0.8 мм.

Под микроскопом устанавливается, что чаще всего пирротин представлен монокристаллами размером 0.3—1.7 мм, сростки которых образуют и более крупные выделения. Реже крупные выделения состоят из агрегата изометричных кристаллов размером 0.1—0.2 мм. Пирротин, обладающий блочным и двойниковым строением, встречается относительно редко.

Место пирротина в ряду последовательности минералообразования основных рудных минералов устанавливается без затруднений. Пирротин кристаллизовался позже шеелита и молибденита, о чем свидетельствует его совместное нахождение с халькопиритом в трещинах кальцита, цементирующего раздробленные кристаллы шеелита, и в трещинах спайности расщепленных пластинок молибденита (рис. 10, *а*). По отношению к халькопириту пирротин более ранний.

По пирротину развивается ряд минералов гипогенного и гипергенного происхождения. Из гипогенных — это ульманнит и кобальтин (рис. 10, *д*), а также серия недостаточно точно диагностированных минералов, относящихся, судя по оптическим свойствам и твердости, к группе костибита—ульманнита, а также к сульфоарсенидам и селенидам кобальта и никеля. К гипергенным относятся замещающие пирротин марказит и пирит, развивающиеся с образованием структур «птичьего глаза» (рис. 10, *б—г*).

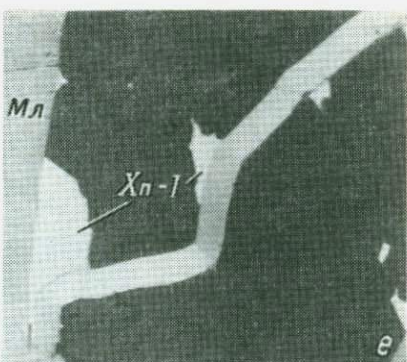
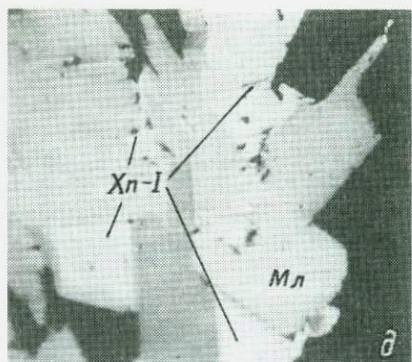
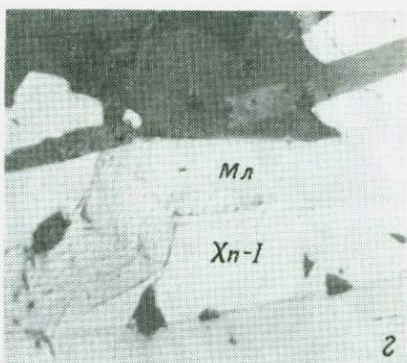
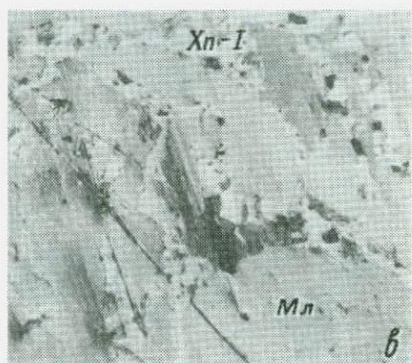
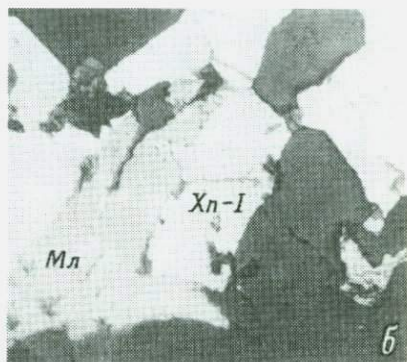
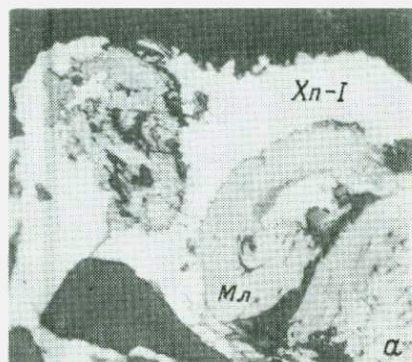


Рис. 9. Характер взаимоотношений молибдена с пирротином и халькопиритом на Ханмейском рудопоявлении (а-в) и Харбейском месторождении (г-е).

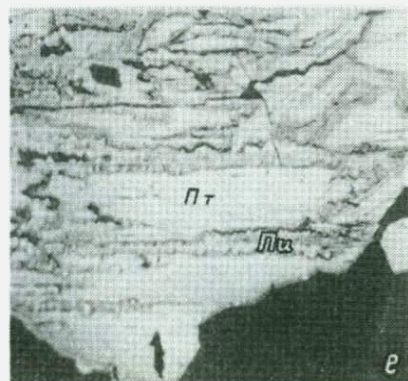
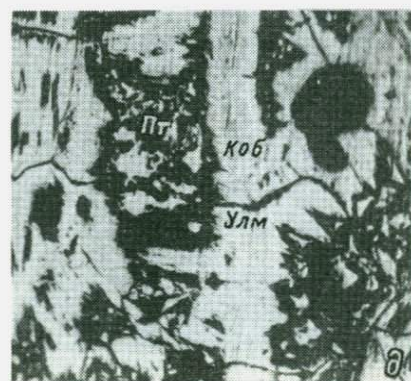
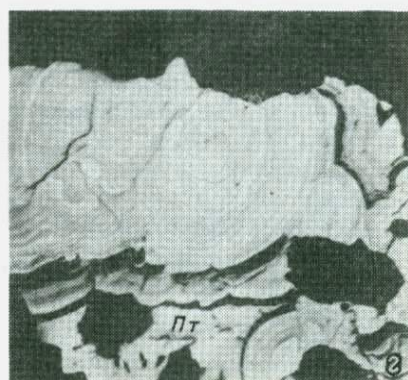
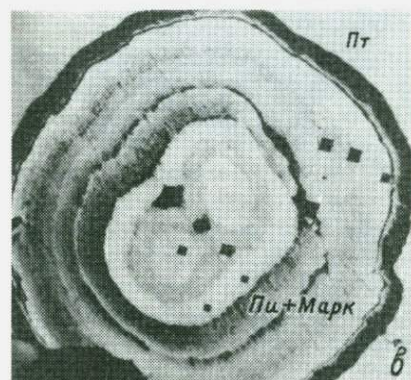
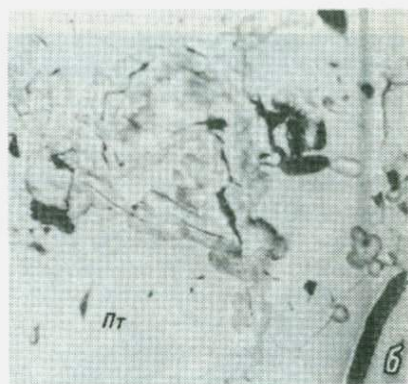
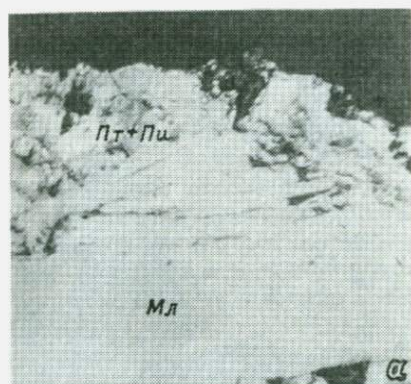


Рис. 10. Структуры и характер взаимоотношений с другими минералами пирротина на Харбейском месторождении.

Формирование этих структур начинается с появления в выделениях гексагонального и промежуточного пирротина пятен моноклинного вдоль трещин внутри выделений (рис. 10, б). Моноклинный пирротин в свою очередь замещается марказитом и пиритом. Последовательность замещений имеет следующий вид: гексагональный (промежуточный) пирротин → моноклинный пирротин → марказит → пирит. В итоге возникают марказит-пиритовые агрегаты концентрического строения. Детальное изучение показывает, что состав псевдоморфоз зависит от типа замещаемого пирротина. Так, по первично моноклинному и промежуточному пирротину развивается существенно марказитовый агрегат. В результате замещения возникает равномернозернистая структура марказитового агрегата за счет увеличения трещин спайности как результата уменьшения объема при замещении $\text{Fe}_7\text{S}_8 \rightarrow \text{FeS}_2$. Это говорит о том, что замещение происходит с выносом железа. По гексагональному пирротину развивается существенно пиритовый агрегат, и ширина каемки моноклинного пирротина на фронте замещения значительно шире, чем при замещении промежуточного пирротина. Итогом гипергенного преобразования пирротина являются гидрогетитовые псевдоморфозы, часто имеющие коллоидное строение.

Халькопирит на месторождении представлен двумя генерациями — до- и послесфалеритовой. Преобладает халькопирит-I (рис. 11), он тесно ассоциирует с пирротинном и молибденитом (рис. 9, г—е), образуя структуры обрастания и цементации. Взаимоотношения халькопирита-I со сфалеритом, тяготеющим к краям халькопиритовых зерен (рис. 11, б), свидетельствуют о более раннем образовании халькопирита. Халькопирит первой генерации наблюдается в кварцевых жилах в виде вкрапленности, прожилков и отдельных гнезд, обычно совместно с пирротинном, тяготеющих к центральным частям жил. Образует рассеянную вкрапленность в околожильных породах, порой значительную в зонах рассланцевания.

Халькопирит второй генерации развит незначительно. Он имеет отчетливый зеленоватый оттенок в отличие от желтого халькопирита-I. Халькопирит-II образует мономинеральные скопления в кварцевых, эпидот-актинолитовых жилах, сланцах или ассоциирует с сульфотеллуридами в кварцевых жилах. Для него характерно замещение ковеллином, тогда как халькопирит-I замещается в основном гидроокислами железа.

Сфалерит образует рассеянную вкрапленность, редко мелкие гнезда в кварцево-рудных жилах. Всегда тесно ассоциирует с халькопиритом (рис. 11, б, г). Согласно онтогенетическим наблюдениям, сфалерит кристаллизовался в конце интервала образования халькопирита-I.

Пирит присутствует на Харбейском месторождении как гипогенное и гипергенное образование. Гипогенный пирит образует редкую вкрапленность кубических и кубооктаэдрических кристаллов размером 0.1—0.8 мм в слюдяных оторочках жил. В стильпно-

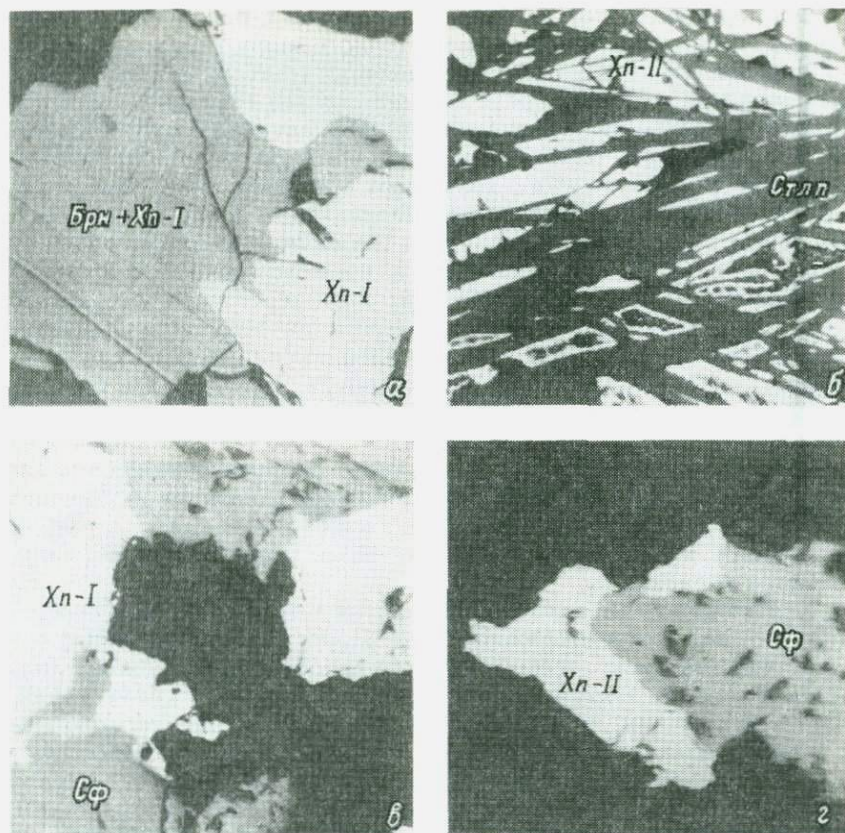


Рис. 11. Структуры халькопиритовых руд Харбейского месторождения.

мелановых скарноидах пирит образует заметные скопления, густо насыщая зонки мощностью до 2 см; в данном случае характерны сростки кубических кристаллов размером до 4—7 мм. Образование пирита, судя по взаимоотношениям с другими минералами, произошло в ранние стадии минерализации. Он кристаллизовался позже граната, эпидота, магнетита, но раньше других сульфидов, знаменуя скачок «кислородного» минералообразования к «сульфидному».

Гипергенный пирит устанавливается в составе псевдоморфоз по пирротину (рис. 10, а, е). В зоне окисления пирит замещается гидроокислами железа, имеющими часто колломорфное строение.

Магнетит наблюдается в зоне Магнетитового разлома, где он образует прослои мощностью до 2,5 см, сопровождающиеся по краям и на выклинивании стильпномелановой оторочкой, а также в виде вкрапленности в эпидотовых прослоях скарноидов и прожилков в кальцитовых жилах. Выделения магнетита имеют округлые очертания (рис. 12, а) размером 0,5—2 мм. Идиоморфные

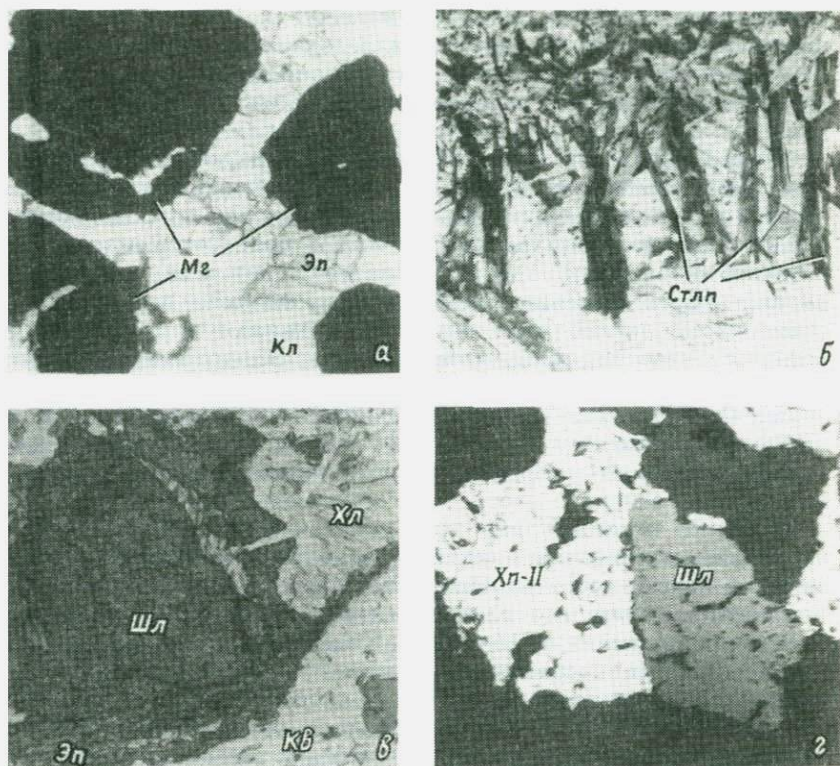


Рис. 12. Структуры минералов зоны Магнетитового разлома.

дисталлы не характерны. В кварцевых жилах зоны разлома агнетит развивается по сети трещин, частично замещая кварц. свою очередь магнетит обрастает чешуйками стильпномелана, сфена, эпидота, розового граната, молибденита, пирита халькопирита.

Постоянной примесью исследуемых руд являются встречающиеся в малых количествах сульфосоли свинца, висмута, меди, серебра, никеля, кобальта, а также сульфотеллуриды, теллуриды самородные, обнаруженные здесь нами в последнее время (Литошко и др., 1984). Эти минералы, тесно ассоциирующие друг другом и халькопиритом-II, образуют рассеянную вкрапленность жилах, тяготея к их центральным частям, где изредка отмечаются гнезда размером $2 \times 2 \times 0.5$ см. По времени выделения все эти минералы относятся к наиболее поздним.

Основными нерудными минералами жил Харбейского месторождения являются кварц, эпидот, кальцит, хлорит и мусковит.

Кварц является основным жильным минералом. Выделяются три основные его генерации, которые кристаллизовались раньше

всех рудных и прочих жильных минералов. В шлифах устанавливается кварц-IV в виде параллельно-шестоватых агрегатов между расщепленными пластинками молибденита (рис. 8, е). Следовательно, кварц этой генерации кристаллизовался позже молибденита.

Минералы группы эпидота изредка образуют почти мономинеральные жилы мощностью 1—3 см, приуроченные в основном к хлорит-плагиоклазовым сланцам с незначительным содержанием эпидота. Наибольшим развитием эпидот пользуется в зоне Магнетитового разлома, где он образует прожилки, рассеянную вкрапленность, замещает почти нацело обломки пород. Цоизит совместно с актинолитом образует прожилки параллельно-шестоватого строения мощностью до 3 см. Эпидоты представлены несколькими генерациями. Наиболее ранний — цоизит — образовался до кварца-I, промежуточный — кристаллизовался до шеелита и кальцита-II, поздний эпидот формировался после кальцита-II, но до сульфидов. Эпидоты второй и третьей генераций железистые, зеленого цвета.

Кальцит в жилах образует тонкие прожилки, рассеянную вкрапленность, выявляемые при травлении и в шлифах, а также гнезда в пережимах жил. Наиболее распространен в зоне Магнетитового разлома, где слагает кальцитовые жилы мощностью 1—4 см, реже гнезда до 15—20 см. Кальцит представлен на месторождении тремя генерациями: кальцит-I — серый, часто мелкозернистый, догранатовый; кальцит-II — желтоватый, на поверхности бутоватый за счет гидроокислов железа, обычно крупнокристаллический, образовался позже магнетита и шеелита, но до сульфидов; кальцит-III — белый, образует корочки в трещинах, рассекающих агрегаты всех минералов, в том числе сульфидных.

Хлорит образует в жильном кварце рассеянную вкрапленность, тонкие прожилки. Для жил в породах повышенной основности характерны оторочки с заметной ролью хлорита. Хлорит в рудных жилах присутствует в незначительных количествах, но состав его, судя по оптическим характеристикам и интерференционной окраске, весьма разнообразен. Обычно хлорит образует тонкие прожилки и гнезда в пережимах жилы. Для жил, залегающих среди пород основного состава (II и III подзоны), характерны зальбандовые оторочки с заметной ролью хлорита. Хлорит одной из генераций совместно с кальцитом цементирует раздробленные кристаллы молибдошеелита. Вне связи с рудными жилами, во вмещающих сланцах, известны хлорит-кварцевые и кальцит-хлорит-кварцевые жилы, в которых хлорит слагает до трети жильной массы и по составу отвечает прохлориту.

Мусковит образует рассеянную вкрапленность в жильной массе, тонкие прожилки по трещинам, в зальбандовых зонах слагает анхимономинеральные зоны мощностью первые миллиметры. Для мусковита отмечено несколько генераций, одна из которых формировалась позже молибденита, так как пластинки мусковита располагаются в трещинах его спайности.

Турмалин в жилах встречается очень редко в виде черных кристаллов размером до 1.5 см, для которых устанавливается совместный рост с кальцитом. Турмалин вместе с хлоритом и кальцитом установлен в трещинах кристаллов молибдошеелита. Заметные скопления турмалина наблюдаются в лежащих зальбандах жилы «Двойная-А», где его количество достигает 10—15 % в зонах мощностью до 3 см. Мощность зон турмалинизации, как правило, не превышает 5—10 см. В зоне Магнетитового разлома участки турмалинизации наблюдаются вне связи с жилами в виде линз мощностью до 10—15 см при содержании турмалина 3—4 %.

Флюорит является очень редким минералом окolorудных метасоматитов. Размер зерен 0.1—0.5 мм, цвет бледно-фиолетовый, белый. Относительно часто устанавливается в метасоматитах зоны Магнетитового разлома — в эпидот-гранат-стильпномелановых с сульфидами, где флюорит выполняет интерстиции зерен породообразующих минералов. Флюорит цементирует раздробленные зерна пирита и пирротина, что указывает на его связь с поздними стадиями минерализации.

Приведенные данные позволяют восстановить общий ряд последовательности минералообразования в скарноидах и кварцевых жилах Харбейского месторождения. Он представляется следующим: цоизит+актинолит+альбит→кварц-I→кварц-II→кварц-III+хлорит-I→кальцит-I→магнетит+стильпномелан→гранат→эпидот-II→мусковит-I→молибдошеелит→эпидот-III+хлорит-II+кальцит-II→мусковит-II→пирит→молибденит→пирротин→халькопирит-I+борнит+сфалерит→сульфосоли Cu, Pb, Bi→халькопирит-II→сульфотеллуриды, теллуриды Pb, Ag, самородный висмут→ и др.

Свинцовое рудопроявление расположено на северо-восточном фланге Харбейского рудного поля и представляет собой согласную крутопадающую зону скарнирования мощностью 1—1.5 м, иногда до 4—5 м, прослеженную с перерывами более чем на 500 м. Протяженность отдельных скарновых тел 4—10 м. Они сопровождаются и пересекаются многочисленными кварцевыми жилами мощностью до 1.2 м и прожилками. На южном простирании зоны скарнирования устанавливаются линзы мелкозернистого кальцита и зоны кварц-кальцитовых жил.

Скарны представляют собой очень плотные, зеленоватые, реже кремневые мелкозернистые породы пятнистой, реже брекчиевидной и полосчатой текстуры. Структура породы гетеробластовая. Состав скарны из находящихся в различных соотношениях кальцита (16—42 %), клиноцоизита 23—54 %, граната до 15 %, кварца 6—15 %, эпидота 3—7 %, мусковита и хлорита 7—10 %, сульфидов до 6 %. В незначительном количестве присутствуют амфибол, плагиоклаз, флюорит, апатит. Гранат уграндитового ряда является наиболее ранним минералом скарновой ассоциации. Он встречается в виде раздробленных зерен диаметром 1—6 мм и имеет зональное строение, интенсивно замещается по трещинам эпидотом и кальцитом первой генерации. Обломки граната сце-

ментированы эпидотом, а зерна эпидота в свою очередь — кальцитом желтого цвета. Кроме того, все минералы рассеяны прожилками позднего белого кальцита, встречающегося также в виде мелких кристаллов в пустотах выщелачивания вместе с белым флюоритом. Кальцит скарнов содержит 6.24 % магнетитовой молекулы, кальцит кварцевых жил — 1.12 % и кальцитовых мелкозернистых жил — 0.95 %.

Основным рудным минералом скарнов, составляющим 85—99 % от массы сульфидов, является галенит. Он образует линзовидные скопления размером до 0.8×7 см, в которых, замещая кальцит, цементирует мусковит-гранат-эпидотовые агрегаты. Размер зерен неправильной формы, обычно 0.4—1.2 мм. В кварцевых жилах галенит наблюдается в виде мелких гнезд и прожилков, чаще всего на контакте кварца и кальцита. Здесь он обычно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом, обрастая и цементируя их агрегаты. В единичных зернах отмечен сфалерит. Во вмещающих сланцах устанавливается редкая вкрапленность пирита. В галените присутствуют мелкие ($2-4 \times 5-20$ мкм) включения жозеита-В.

Последовательность кристаллизации минералов скарновой ассоциации рудопроявления Свинцового по онтогенетическим данным следующая: андрадит→эпидот→кальцит-I→кварц→кальцит-II→хлорит+мусковит→пирротин+сфалерит→халькопирит→галенит+сульфосоли. В структурах минеральных агрегатов зафиксированы последствия пяти актов катаклаза — послегранатового, послэпидотового, предкварцевого, предпирротинного и предгаленитового. Сульфидное минералообразование подразделяется на две стадии: халькопирит-пирротинную и сульфосольно-галенитовую.

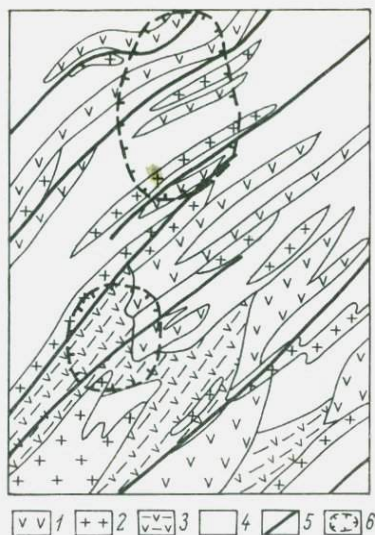
Как показали наши исследования, скарны Свинцового рудопроявления, как и скарны Немурьюганского, представляют собой приразломные инфильтрационные образования, сформированные в связи с процессами базификации, сопряженными с гранитизацией. Об этом свидетельствуют поздняя кристаллизация кальцита и облегченный изотопный состав углерода и кислорода скарнов, жил и «мраморов» (см. рис. 38). Последние представляют собой мелкозернистые кальцитовые жилы и зоны карбонатизации в сланцах, приуроченные к зоне субмеридионального разлома, протягивающегося вдоль восточного фланга Харбейского месторождения.

Лонготьюганское рудное поле

В составе Лонготьюганского рудного поля объединяются редкометаллическая минерализация в альбититах, собственно Лонготьюганское рудопроявление (молибденитовый подтип шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа), серия мелких проявлений полиметаллической минерализации на периферии

Рис. 13. Схематическая геологическая карта Лонготьюганского молибденитового рудопроявления.

1 — амфиболиты; 2 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 3 — плагиоклаз-амфибол-хлоритовые сланцы; 4 — хлорит-плагиоклазовые сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — контуры участков развития кварцевых жил с молибденитом.



рудного поля и фосфатная минерализация во вторичных кварцитах.

Лонготьюганское рудопроявление приурочено к присводовой части широтной Лонготьюганской антиклинали и располагается в узле пересечения крупных разломов — субширотного Лонготьюганского и субмеридионального Магнетитового. Участок рудопроявления сложен хлорит-плагиоклазовыми и плагиоклаз-амфиболовыми blastomylonитами, амфиболитами, реже встречаются плагиогнейсы. Сланцевая толща насыщена согласными телами кварц-полевошпатовых метасоматитов, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 1.5 м. Эти тела группируются в линейные зоны мощностью 2—4 м. В контакте с ними вмещающие породы превращены в лейкократовые разности сланцев и инъекционные сланцы (рис. 13).

Амфиболиты, по всей видимости, образовались в результате изменения субсогласных, а в ряде случаев отчетливо секущих даек диабазов, аналогично Харбейскому месторождению. Кроме того, на южном фланге в 300 м от участка развития штокверкового молибденитового оруденения установлены взрывные брекчии трахилипаритового состава. Брекчии установлены вблизи контакта гранитов и калишпатовых blastomylonитов по зеленым сланцам. Оценить параметры брекчиевых тел не представляется возможным, но скорее всего это маломощные линзы или дайкообразные тела. Датирование этих пород К-Аг методом дало значение 190 млн. лет, что весьма близко значениям изотопного возраста трахилипаритов кузьшорского комплекса (см. гл. V).

Вся толща пород представляет собой моноклинали, падающую на восток (75—90°, угол 20—45°). По данным М. С. Бельского (1952 г.), породы смяты в изоклинали с амплитудой 10—15 м, опрокинутые на северо-запад. Оси складок погружаются на юго-восток.

Молибденитовое оруденение установлено на двух участках, отстоящих друг от друга на 160 м. На северном участке выделяются две линейные зоны протяженностью 40—60 м, южный участок в плане близок к штокверку. Молибденит чаще всего находится

в жилах и прожилках мелкозернистого плотного кварца. Рудные жилы характеризуются четочным строением и имеют мощность 1—5 см. Кварц-молибденитовые жилы, как правило, согласные, реже остросекущие. Лишь в зонах дробления иногда наблюдается нормальное положение жил относительно сланцеватости. По отношению к щелочным метасоматитам жилы секущие, контакт кварцевых прожилков и щелочных метасоматитов всегда отчетливый, что видно даже в шлифах.

Рудная минерализация представлена в основном молибденитом, а также встречающимися в незначительных количествах пирротином, халькопиритом и пиритом. Текстуры руд — гнездовая, прожилково-вкрапленная; структуры — идиоморфнометазернистая, течения, обрастания, цементации.

Молибденит (2H- и 3R-модификации) представлен крупно- и мелкочешуйчатыми разностями. Струйчатые его выделения и отдельные крупные кристаллы тяготеют к зальбандам, ксенолитам вмещающих пород в жилах. Максимальные скопления образуются в местах пережимов четок и выклинивания жил, а также в замковых частях мелких складок. Нередко крупночешуйчатый молибденит устанавливается во вмещающих породах по сланцеватости в призальбандовой зоне. Размер отдельных чешуй в этих случаях достигает 2—2.5 см. Мелкочешуйчатый молибденит в жилах тяготеет к обломкам вмещающих пород, скоплениям слюд, контакту жилы с мелкозернистыми полевошпатовыми метасоматитами. Скопления молибденита чаще приурочены к одному, реже к обоим зальбандам. В центральных частях жил молибденит практически не встречается. Судя по взаимоотношениям, молибденит является одним из ранних минералов рудной ассоциации. Он обрастает и цементируется пирротином и халькопиритом.

Халькопирит и пирротин образует рассеянную вкрапленность в кварц-молибденитовых жилах. Кроме того, гнездообразные скопления (до 3 см) пирротина и халькопирита отмечены в секущих сланцы жилах стекловидного кварца мощностью 0.3—0.6 м. Пирротин кристаллизовался раньше халькопирита.

Пирит изредка встречается в слюдяных зальбандах кварц-молибденитовых жил и ксенолитах сланцев внутри жил в виде кубических кристаллов размером до 1.3 мм. Отмечается вкрапленность пирита в амфиболитах, порой значительная (до 7—10 %). Пирит — наиболее ранний сульфид Лонготьюганского рудопоявления. Он обрастает выделения гранатов (рис. 14, а), замещается другими сульфидами.

Следует отметить, что в молибденитовых рудах постоянно отмечаются олово (0.003—0.01 %) и вольфрам. Установлено, что вольфрам концентрируется в молибдените (до 0.3 %) и может быть обусловлен включениями тунгстенита. Повышенные содержания олова мы рассматриваем как геохимический признак парагенетической связи молибденитового и редкометалльного оруденения.

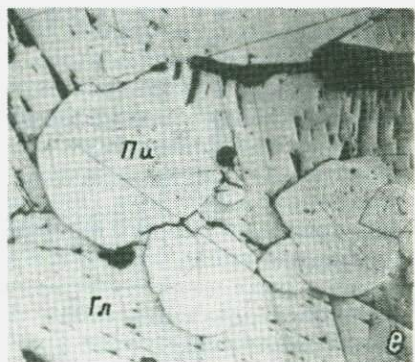
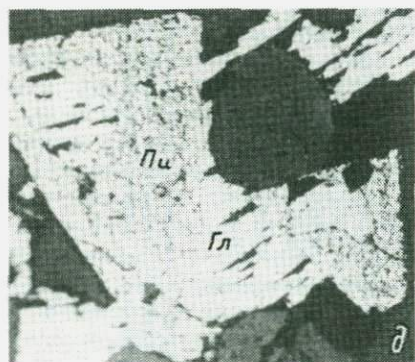
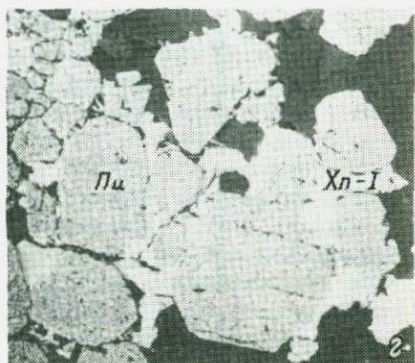
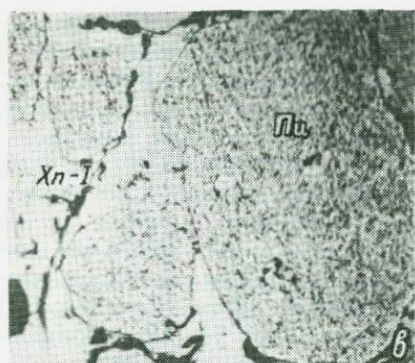
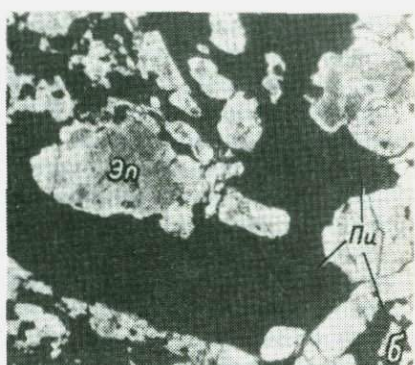
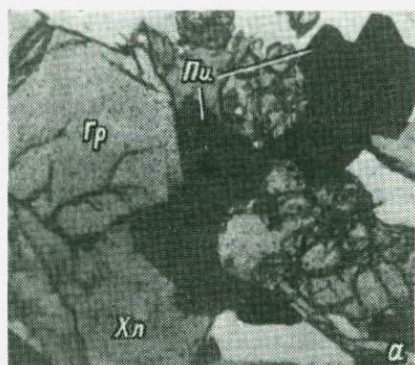


Рис. 14. Структуры пирита.

Рудопроявления: а — Лонготьюганское, б—д — Ханмейское, е — Ревущее.

Таблица 7

Химический состав вторичных кварцитов и вмещающих сланцев, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.60	74.18	96.20	93.00	75.40	59.60	49.52	62.03	61.48	78.95	45.58
TiO ₂	1.09	0.07	0.71	0.75	0.60	1.12	3.40	1.37	2.42	1.19	0.58
Al ₂ O ₃	14.49	13.48	0.90	4.80	16.25	6.85	13.55	16.97	14.63	15.55	41.83
Fe ₂ O ₃	4.22	0.81	0.56	0.80	1.27	27.46	24.61	3.23	8.99	0.20	7.83
FeO	6.55	0.75	0.45	0.26	2.39	2.92	1.80	9.00	8.06	0.59	0.79
MnO	0.21	0.08	0.01	0.06	0.01	0.01	0.002	0.03	0.01	0.01	0.002
MgO	6.50	0.40	0.12	0.28	0.42	0.91	0.85	1.37	0.85	0.27	0.51
CaO	11.34	0.86	0.11	0.10	0.35	0.23	0.59	He обн.	0.35	0.43	0.47
Na ₂ O	2.69	2.71	0.01	0.01	0.36	0.15	0.53	0.09	0.07	0.10	0.22
K ₂ O	0.44	4.59	0.17	0.03	0.05	0.07	2.62	0.09	0.11	0.02	0.85
H ₂ O ⁻	0.15	0.11	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He обн.	0.13	He обн.	0.06	0.04
H ₂ O ⁺	3.30	1.17	» »	» »	» »	» »	1.65	3.10	2.97	0.82	0.92
CO ₂	0.86	0.38	0.10	0.10	0.10	0.10	0.29	He обн.	0.12	0.01	0.18
P ₂ O ₅	0.25	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.24	2.39	0.20	0.60	0.18
Сумма	97.69	99.63	99.61	100.33	99.31	100.62	99.42	99.80	100.27	99.46	100.00
П. п. п.	6.27	He опр.	0.32	0.30	1.45	1.06	1.83	He опр.	2.75	1.55	1.64

Примечание. 1 — зеленые аповулканогенные сланцы (среднее из 3 анализов); 2 — кварц-полевошпатовый метасоматит по зеленому сланцу; 3—12 — вторичные кварциты: 3 — монокварцит серый; 4 — монокварцит кремневый; 5, 9 — дистен-хлоритоидовый; 6 — хлоритоидовый; 7 — лазулит-гематитовый; 8 — лазулит-хлоритоидовый; 10, 11 — лазулит-дистеновый. Аналитики Т. Д. Косарева, Р. Г. Малыгина, Л. М. Бер.

В 200 м западнее молибденитового штокерка в кварцевой жиле мощностью 0.15—0.3 м установлена минерализация, относящаяся, согласно разработанной типизации, к сфалерит-халькопирит-галенитовому минеральному типу. Жила сложена мелкозернистым кварцем и имеет полосчатую текстуру из-за наличия прослоев, обогащенных мусковитом в центре и хлоритом в призальбандовых частях жилы. Сульфидная минерализация образует прожилки и вкрапленность до 8—12 % в обогащенных участках, в целом 2—2.5 %, и представлена (в мас. %) халькопиритом (70), сфалеритом (12.4), галенитом (12), пирротином (3.2), пиритом (2.3). В галените отмечены включения алтаита, гессита, самородного теллура, жозента-В.

Ряд последовательности минералообразования на Лонготьюганском рудопроявлении, согласно онтогеническим наблюдениям, представляется следующим: кварц→гранат+мусковит-I→эпидот→хлорит→мусковит-II→пирит→молибденит→пирротин→халькопирит+сфалерит→халькопирит+галенит+алтаит+теллуриды и сульфотеллуриды висмута и серебра.

В составе Лонготьюганского рудного поля мы рассматриваем также фосфатную минерализацию во вторичных кварцитах, обнаруженную здесь нами в последнее время (Литошко, 1984, 1986). Вторичные кварциты установлены южнее молибденитового проявления на правом борту руч. Магнетитового. Тело вторичных кварцитов, содержащих фосфатную минерализацию, залегает среди зеленых сланцев и рассланцованных туфов основного состава в 280—300 м выше по разрезу зоны развития калишпатовых blastomylonitов по зеленым сланцам, маркирующих зону субмеридионального разлома. Тело вторичных кварцитов имеет мощность от 5—7 до 30 м и прослеживается более чем на 2.5 км. Вторичные кварциты представляют собой плотные мелко-среднезернистые породы полосчатой, реже массивной текстуры, кремового, желто-серого, темно-серого, голубоватого цвета. Они состоят из находящихся в различных соотношениях кварца, гематита, дистена, хлоритоида, мусковита, лазулита, в подчиненном количестве присутствуют апатит, рутил, пирит, тальк, полевые шпаты, хлорит и разнообразные редкоземельные фосфаты. В зависимости от состава выделяются монокварциты, гематитовые, дистеновые и хлоритоидовые разности вторичных кварцитов (табл. 7). Следует отметить, что выше по разрезу залегают еще несколько тел вторичных кварцитов магнетит-серицит-кварцевого и серицит-кварцевого состава.

Вторичные кварциты содержат многочисленные кварцевые жилы мощностью от 1—2 см до 1.0 м с крупнокристаллическими выделениями породообразующих минералов — гематита, дистена, хлоритонда, лазулита, апатита.

Фосфатная минерализация вторичных кварцитов представлена лазулитом, апатитом, ксенотимом, липскомбитом, барбосалитом (?), беловитом, штипельманитом, флоренситом, сванбергитом и рядом недиагностированных. Кроме упомянутых фосфатов во

вторичных кварцитах присутствуют акцессорные барит, целестин, ярозит, дюмуртьерит (?), анальцим, лейцит, топаз. Среди фосфатов преобладают лазулит, апатит и липскомбит, в ряде случаев ксенотим.

Лазулит образует рассеянную вкрапленность в лазулит-гематитовых (до 4 %) и лазулит-дистеновых (до 12—15 %) разностях вторичных кварцитов. В кварцевых жилах лазулит образует кристаллы и выделения неправильной формы размером от нескольких миллиметров до 3—8 см, редко гнезда размером до 30 см. Цвет лазулита темный, индигово-синий в гематитовых разностях вторичных кварцитов и ярко-синий в хлоритоидовых и дистеновых разностях. Лазулит часто содержит включения пластинок гематита. По трещинам и границам зерен он замещается редкоземельными фосфатами и барбосалитом.

Ксенотим установлен в кварц-гематитовой жиле всяческого бока тела вторичных кварцитов. Он образует идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы и их сростки размером от 0.2 до 2 мм. Цвет красновато-коричневый, бурый. Кристаллы ксенотима содержат включения темного минерала, по всей видимости хлоритоида.

Липскомбит совместно с лазулитом образуют прожилки в лазулит-дистеновых разностях вторичных кварцитов. Размер изометричных выделений до 6 мм, цвет коричнево-желтый. Выделения липскомбита сильно раздроблены, по трещинам и периферии замещаются редкоземельными фосфатами — беловитом, штипельманитом, флоренситом.

Барбосалит установлен в виде сростаний с недигностированным фосфатом, замещающим лазулит в кварцевой жиле, залегающей среди мусковит-хлоритоидовых вторичных кварцитов. Барбосалит образует чечевицеобразные кристаллы размером 0.04—0.2 мм, цвет его бледно-зеленый.

В истории формирования вторичных кварцитов выделяются несколько этапов. На первом этапе происходило формирование собственно вторичных кварцитов — пород, состоящих из кварца, серицита, сульфатов. На это указывает акцессорная сульфатная минерализация. В процессе регионального метаморфизма образовались серицит-магнетит-кварцевые вторичные кварциты, а вблизи зоны разлома в результате создания на локальных участках аномально высоких давлений формировались рутил-дистеновые разности. Затем происходило формирование наложенной гематит-хлоритовой минерализации. На это указывает ее локальное распространение в приразломной зоне. Ореолы гематитовой и хлоритоидной минерализации имеют неправильную форму, иногда приближающуюся к пластообразной. Затем формировалась мусковит-лазулитовая минерализация, хотя не исключено, что образование лазулита происходило совместно с гематитом и хлоритоидом. И на заключительном этапе формировалась редкоземельно-фосфатная минерализация.

По нашему мнению, вторичные кварциты играли важную рудо-контролирующую роль в размещении продуктивной минерализа-

ции Лонготъюганского рудного поля. Обломки вторичных кварцитов установлены на достаточно широкой площади не только южнее, но также западнее и севернее рудного поля. Весьма вероятно, что вторичные кварциты играли роль экранов для редкометалльного и молибденитового оруденения, концентрирующегося под вторичными кварцитами. Следует отметить, что вторичные кварциты характерны для месторождений Казахстана Урало-Монгольского пояса (Наковник, 1968) и играют в основном экранную, реже локализирующую роль (Виньковецкий, 1970). В пользу важной рудоконтролирующей роли вторичных кварцитов говорит отчетливая геохимическая связь редкоземельной минерализации вторичных кварцитов и редкометалльно-редкоземельной минерализации альбититов, с одной стороны, а также повышенные содержания молибдена (до 10—30 г/т) во вторичных кварцитах, указывающие на связь с молибденитовым оруденением, — с другой.

Немуръюганское рудное поле

Немуръюганское рудное поле включает редкометалльную минерализацию в альбититах и грейзенах, а также скарновые объекты, известные как Немуръюганское олово-вольфрам-молибденное и одноименное железорудное рудопроявления, располагающиеся на противоположных бортах троговой долины р. Немуръюган. В пределах железорудного рудопроявления нами было установлено широкое развитие касситерита и сульфидно-сульфосольной минерализации. Согласно выработанной типизации, Немуръюганское скарновое рудопроявление в целом следует отнести к шеелит-молибденит-касситеритовому подтипу шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа. В этом аспекте данный объект выступает в качестве связующего звена между объектами шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового и касситерит-фергусонит-пирохлорового минеральных типов.

Мы остановимся на характеристике скарновых объектов. Участок рудопроявления сложен породами немуръюганской свиты — кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями туфов кислого состава, телами кварцитов мощностью до 60 м и протяженностью до 700 м, доломитами, реже известковыми доломитами и известняками. В верхней, существенно карбонатной части разреза сланцы изменены и имеют кварц-полевошпат-мусковитовый, альбит-кварц-актинолитовый, кварц-альбит-хлорит-мусковитовый состав. Кварциты имеют трубчатую форму, возможно, обусловленную будинированием. Выделяются хлорит-мусковитовые, эпидот-хлоритовые и гематитовые кварциты. Субсогласное залегание кварцитов среди вулканогенных пород и наличие в них гематита не исключает, что это вторичные кварциты.

Карбонатные породы в разрезе представлены преимущественно доломитами серого, желтого цвета. В верхней части разреза встречаются тела серых доломитов с пятнистой и «брекчиевидной» тек-

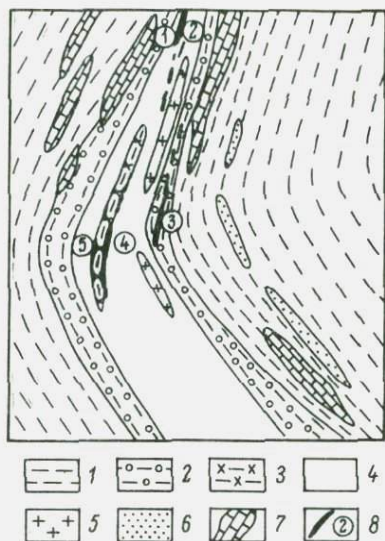


Рис. 15. Схематическая геологическая карта района Немурьюганского олово-вольфрам-молибденового рудопоявления. По материалам С. Г. Караченцева (Караченцев, Высоцкий, 1974).

1 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 2 — альбит-хлоритовые сланцы; 3 — пльчатые хлорит-мусковитовые сланцы; 4 — кварц-полевошпат-мусковитовые сланцы; 5 — плагиогранито-гнейсы; 6 — кварциты; 7 — доломиты; 8 — скарновые тела и их номера.

стурой, обусловленной наличием углеродистого вещества. Измененные доломиты часто за счет талька или серпентина окрашены в зеленоватый цвет или в розовый, обусловленный микровключениями гематита. Тела доломитов имеют мощность до 150 м, по простиранию

не выдержаны, особенно в верхней части разреза. Тела доломитов явно будинированы. Восточнее рудопоявления обнажаются доордовикские альбитизированные граниты. Северо-восточнее, на водоразделе Немурьюган—Гэна-Хадата—Сядата располагается поле эффузивов субщелочного состава, выделяемое в кузьшорский венд-кембрийский комплекс. Следует заметить, что отнесение этих образований к докембрию спорно, не исключается и более молодой возраст субщелочных эффузивов. Единичные определения К-Аг возраста пород дают 190 млн. лет.

Немурьюганское олово-вольфрам-молибденовое рудопоявление представляет серию тел известковых скарнов, залегающих согласно в измененных сланцах вблизи пачки доломитов (рис. 15). Установлено 5 скарновых тел с повышенными содержаниями Sn, Mo, WO₄ и Cu. Тела имеют мощность от нескольких сантиметров до 6 м (тела 1 и 2), их простирание 110—130°, падение юго-восточное под углом 40—50°. Форма тел линзовидная как по падению, так и по простиранию.

Скарны представляют собой темно-серые, черные, желто-зеленые плотные породы с массивной пятнистой, брекчиевой или полосчатой текстурой (рис. 16).

По минеральному составу (химический состав приведен в табл. 8) скарновые тела различаются. Эти различия коррелируют со степенью преобразования вмещающих сланцев и расстоянием от пачки доломитов. В наиболее измененных кварц-мусковитовых пльчатых сланцах залегают тела 4 и 5 амфибол-магнетит-гранатового состава. Для них характерен черный цвет, актинолит-стильпномелановые оторочки, насыщенные пиритом. В менее измененных сланцах ближе к пачке карбонатных пород залегают тела 1 и 2 амфибол-гранатового и хлорит-гранат-эпидо-

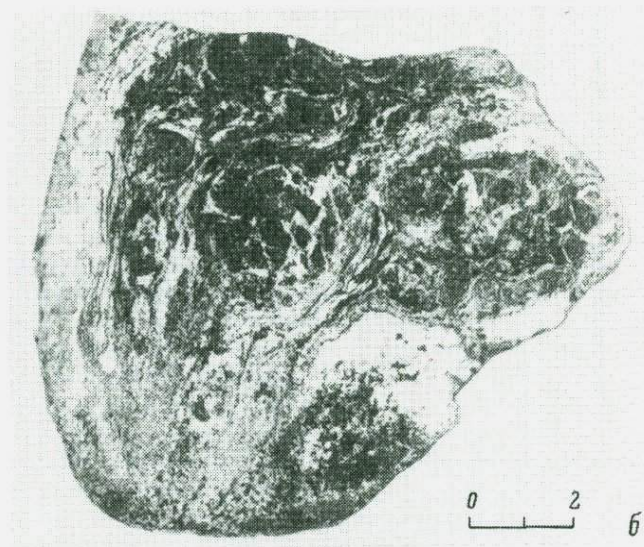
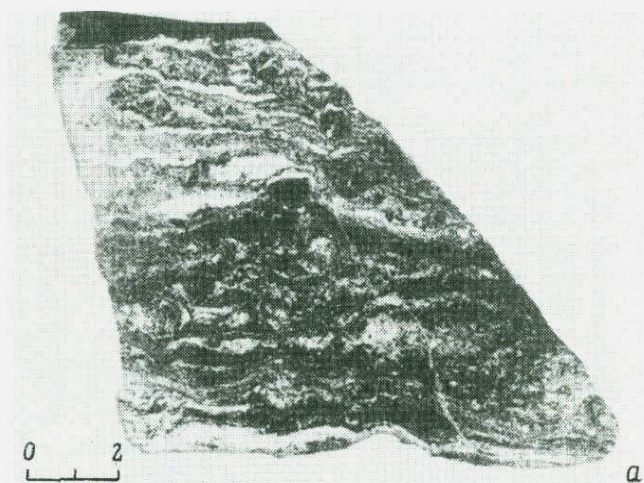


Рис. 16. Текстуры скарнов Немуръюганского рудопоявления.
а — полосчатая, очковая, тело 4; б — брекчиевидная, тело 3.

Таблица 8

Химический состав скарнов Немурьюганского рудного поля, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42.40	38.13	33.56	41.87	29.65	27.23	33.98	35.20	35.44	63.26	68.38	58.22	66.29	40.68	25.81	37.16
TiO ₂	0.16	0.61	0.02	0.14	0.08	0.25	0.23	He обн.	0.09	0.68	0.58	0.84	0.43	0.18	0.24	0.50
Al ₂ O ₃	1.00	10.86	2.50	2.51	1.79	3.65	1.30	0.58	1.19	10.09	11.03	18.76	17.40	12.25	0.21	7.30
Fe ₂ O ₃	10.83	8.11	21.73	17.71	21.43	14.22	14.51	23.85	21.65	7.83	1.73	2.29	1.02	4.29	2.48	4.84
FeO	9.87	3.90	3.11	9.51	5.73	4.53	7.63	9.70	9.63	0.09	2.12	6.35	1.19	11.41	1.18	4.13
MnO	0.72	0.85	0.74	1.26	0.34	0.40	0.57	0.84	0.83	14.13	0.10	0.19	0.07	0.20	0.45	0.52
MgO	4.70	3.00	1.63	3.15	1.74	1.74	He обн.	1.04	1.15	0.36	4.43	3.51	1.54	16.63	2.52	5.99
CaO	23.02	24.00	30.87	20.88	20.22	23.83	25.44	20.56	20.18	1.52	2.90	He обн.	1.46	3.33	37.41	24.65
Na ₂ O	0.40	0.27	0.30	0.47	0.31	0.19	0.13	0.28	0.24	0.99	0.20	1.11	4.59	0.43	0.36	1.31
K ₂ O	0.08	0.33	0.07	0.12	0.31	0.66	0.11	0.10	0.08	0.23	2.81	3.79	3.18	0.10	0.03	0.14
H ₂ O ⁺	He обн.	He обн.	0.51	0.23	2.14	0.86	He обн.	0.24	0.27	0.46	3.28	4.24	1.55	8.35	1.45	1.83
H ₂ O ⁻	» »	» »	He обн.	1.50	0.62	3.60	» »	1.63	1.99	0.28	0.16	0.16	0.16	0.49	0.09	0.20
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.04	0.06	0.07	0.24	0.08	0.13	0.15	0.45	0.45	0.14	0.15	0.10	0.02	0.14
SO ₃	0.08	0.25	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
CO ₂	6.85	8.78	5.43	0.47	15.18	18.32	15.92	14.28	6.79	0.15	1.48	0.15	1.48	0.03	He обн.	11.60
Сумма	100.07	99.93	100.88	99.83	99.60	96.55	100.06	100.39	96.66	100.22	99.65	99.63	99.51	100.55	100.69	100.31
Кальцит	15.55	19.93	12.07	1.07	34.46	41.59	36.14	32.41	15.41	0.34	3.36	0.07	He обн.	3.41	64.68	26.38
CaO не карбонатная	14.32	13.85	23.96	19.76	0.98	0.56	5.22	2.43	11.56	1.33	0.92	He обн.	1.46	1.42	1.17	9.97

Примечание. 1 — тело 1; 2, 3 — тело 2; 4—6 — тело 3; 7, 8 — тело 4; 9 — тело 5; 10 — кварц-гранатовая порода с гидроокислами марганца; 11, 12 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы немурьюганской свиты; 13 — актинолитовый blastsидонит по кварц-серицит-хлоритовому сланцу; 14 — актинолит-хлоритовая оторочка гематитовой породы; 15 — актинолит-карбонатная порода на выклинивании рудного тела; 16 — скарн эпидот-хлорит-амфиболовый. Аналитики Л. М. Бер, Т. Б. Воликова.

тового состава. Вблизи доломитов среди кварц-альбит-хлоритовых сланцев залегает тело 3, состоящее в основном из кальцита, а также пирита, стильпномелана, амфибола, гематита (маггемита). Тело 3, очевидно, представляет собой измененные актинолит-эпидот-гранатовые скарны, аналогичные телам 1 и 2, так как отмечаются реликты более ранних актинолит-гранатовых ассоциаций и идентифицируются кальцит-маггемит-гематитовые псевдоморфозы по гранату (рис. 17, д, е). Состав некоторых минералов скарно приведен в табл. 9.

Рудная минерализация представлена молибденитом, шеелитом, молибдошеелитом, халькопиритом. Олово, концентрирующее в гранате, по всей видимости присутствует в виде малаяита, как это установлено для оловосодержащих гранатовых скарнов других регионов (Некрасов, 1966; Маршукова, Павловский, 1984). Именно этим, по нашему мнению, обусловлена повышенная оловоносность скарнов. Отмечается увеличение содержания олова в скарновом теле 3. В незначительном количестве встречается галенит. Основными рудными минералами являются магнетит и пирит. Анализ соотношений рудных минералов скарнов показывает, что в направлении от центра рудной зоны (тела 4, 5) к флангам (тела 1, 2, 3) количество магнетита, шеелита и молибденита сокращается, а пирита и халькопирита возрастает. Текстуры скарнов — полосчатая, очковая, брекчиевая. Микротекстуры — полосчатая, цементационная, массивная, очковая. Текстуры руд — прожилково-вкрапленные, полосчатые; структуры — раскрошенные, цементации, обрастания, замещения (рис. 16).

Шеелит и молибдошеелит на Немурьюганском рудопроявлении присутствуют в соизмеримых количествах, причем шеелит здесь в отличие от Харбейского месторождения гипогенный. Они образуют вкрапленность мелких (0,3—1,0 мм) зерен, рассеянную по всей массе скарна. Установлена повышенная концентрация молибдошеелита в гранат-магнетитовых разностях скарнов и особенно в их актинолит-биотитовой оторочке. Крупные (до 3 см) выделения шеелита встречены в кварцевых жилах. Вольфраматы по времени выделения — наиболее ранние минералы рудной ассоциации.

Молибденит (3R-модификация) образует вкрапленность отдельных чешуек размером 0,5—4 мм, тяготеющих к гранат-магнетитовым участкам скарнов. Пластинки молибденита интенсивно деформированы, скручены, разорваны. Судя по взаимоотношениям, молибденит кристаллизовался позже граната, магнетита и шеелита, так как его чешуйки располагаются в трещинах этих минералов, но раньше халькопирита, цементирующего раздробленные пластинки молибденита.

Халькопирит отмечается в виде мелкой рассеянной вкрапленности, тяготеющей к кальцитовым прослоям скарнов, а также в виде гнезд в кальцитовых прожилках. Обрастает и цементирует раздробленные выделения пирита и молибденита.

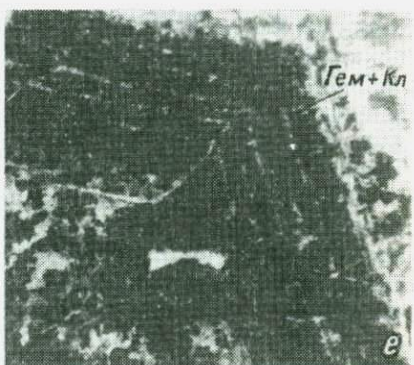
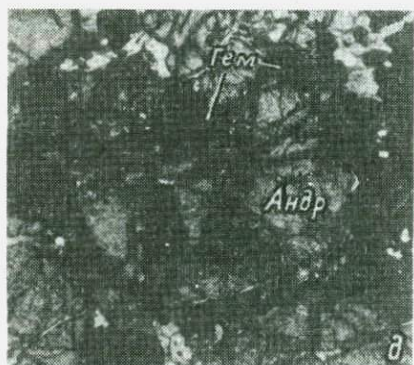
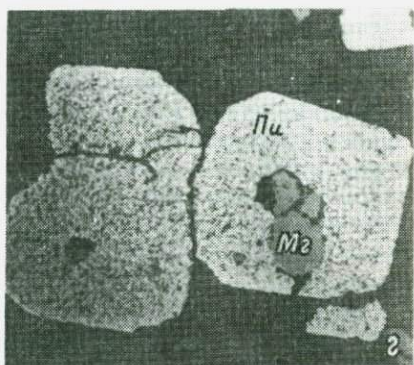
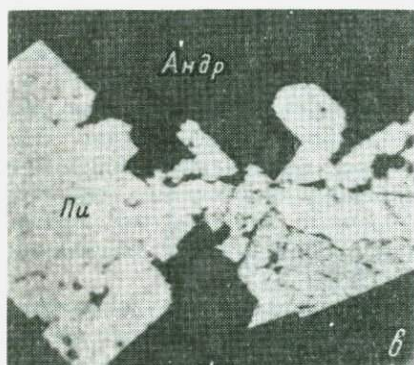
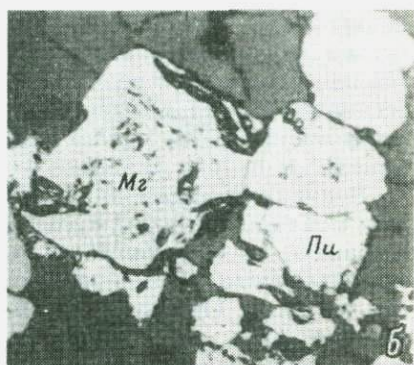
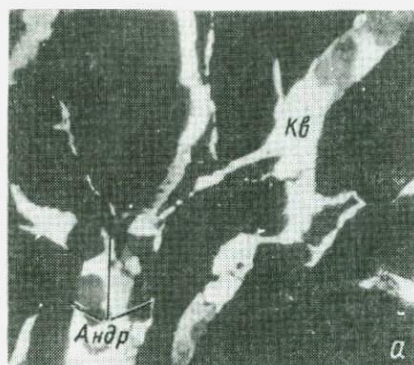


Рис. 17. Структуры руд Немурьюганского рудопроявления.

Пирит (рис. 17, б—г) образует рассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов кубического и кубооктаэдрического габитуса и их сростков размером 0.5—2 мм. В биотитовых прослоях количество пирита достигает 10—12 %. В теле З образует прожилки и гнезда, состоящие из мелких (0.03—0.2 мм) кристаллов. Пирит заполняет трещины и обрастает раздробленные выделения граната, магнетита, амфибола.

Магнетит (рис. 17, а, б) в скарнах ассоциирует с гранатом, эпидотом, амфиболом, кальцитом, пиритом, халькопиритом, реже встречается в кварцевых жилах. Как в скарнах, так и в кварцевых жилах магнетит развивается метасоматически, замещая минералы субстрата (кварц, амфиболы) и образуя частую вкрапленность мелких или редких крупных кристаллов, достигающих 3—5 мм. В слюдяных породах и прослоях кварц-карбонатного состава магнетит образует октаэдрические кристаллы. Цементирует раздробленные зерна амфибола, граната, обрастает пиритом. В целом магнетит — один из наиболее ранних минералов скарновой ассоциации.

Гранат по составу отвечает андрадиту, он образует отдельные крупные (до 8 см) выделения, интенсивно катаклазированные до появления микробудинных структур (рис. 16). Раздробленные выделения граната растаскиваются, придавая скарнам полосчато-очковую текстуру. Редкие нераздробленные гранаты имеют красновато-бурый цвет, а раздробленные — зеленовато-желтый. Последние цементируются амфиболом, эпидотом, магнетитом, кальцитом, кварцем (рис. 17, д). Это говорит о том, что андрадит — наиболее ранний минерал скарнов. В ряде случаев по нему развиваются псевдоморфозы, представленные мелкозернистым кальцит-маггемит-гематитовым агрегатом. Такие псевдоморфозы установлены только в скарновом теле З, для которого характерно интенсивное проявление поздних стадий скарнообразования и соответственно существенно кальцитовый состав. Наблюдаются все стадии замещения андрадита кальцит-маггемит-гематитовым агрегатом вплоть до образования полных псевдоморфоз (рис. 17, е). Замещались, судя по строению псевдоморфоз, уже раздробленные гранаты размером 3—10 мм.

Зональное строение псевдоморфоз отражает первичную зональность кристаллов граната, выражающуюся в наличии однородного ядра и тонкозональной оболочки. Замещение граната кальцит-маггемит-гематитовым агрегатом происходило по определенным зонам отдельности, обусловленной гетерометрией различных зон кристалла.

Амфибол в скарнах обычно ассоциирует с гранатом, цементируя его раздробленные кристаллы. Размер кристаллов 1—5, редко 20 мм. По составу он отвечает магнезиогорнблендиту. В слюдяных оторочках скарнов присутствует ферроактинолит, образующий спутанно-волоконистые агрегаты. В поздних кальцитовых жилах, рассекающих скарны, отмечены лучистые агрегаты

Таблица 9

Состав минералов скарнов Немурьюганского рудного поля

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	34.20	37.28	35.95	36.16	47.40	50.28	51.96	40.41	53.09	37.40
TiO ₂	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.03	Не обн.	0.08	0.43	0.33
Al ₂ O ₃	1.42	0.41	0.52	0.68	1.96	6.37	0.17	22.38	1.81	22.94
Fe ₂ O ₃	30.59	31.25	31.66	32.83	5.96			14.47	2.78	12.60
FeO	0.52				16.52	26.12	24.75	—	9.06	0.36
MnO	0.32	0.15	0.41	0.39	1.02	0.71	1.17	0.26	0.57	0.24
MgO	0.36	Не обн.	Не обн.	0.10	7.87	10.33	6.92	Не обн.	16.31	0.21
CaO	32.67	35.26	33.83	33.35	12.82	0.21	11.12	23.21	12.05	22.80
Na ₂ O	0.13	0.20	Не опр.	Не опр.	0.82	Не опр.	0.14	0.08	1.34	0.13
K ₂ O	0.03	Не опр.	» »	» »	0.31	3.22	Не опр.	Не опр.	0.30	0.05
Cr ₂ O ₃	Не опр.	» »	» »	0.12	Не опр.	0.06	» »	» »	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	0.10	» »	» »	Не опр.	2.67	Не опр.	» »	» »	1.62	1.12
H ₂ O ⁻	Не обн.	» »	» »	» »	Не обн.	» »	» »	» »	0.11	0.09
P ₂ O ₅	0.04	» »	» »	» »	0.12	» »	» »	» »	0.17	Не обн.
CO ₂	Не обн.	» »	» »	» »	Не обн.	» »	» »	» »	0.05	» »
Сумма	100.35	100.92	98.69	99.88	97.47	97.34	96.23	100.89	99.69	98.45
П. п. п	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.34	2.46
SrO	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	» »	Не опр.	0.062

Примечание. 1—4 — андрадит (1, 2 — желтый, 3, 4 — розовый); 8, 10 — эпидот; 5 — магнигорнблендит; 6 — стильномелан; 7 — ферроактинолит; 9 — актинолит. 2—4, 6—8 — микрозондовые, железо пересчитано на Fe³⁺ в гранатах и эпидотах, в амфиболах — на Fe²⁺. Аналитики В. Д. Никитина, Л. М. Бер, Т. Д. Косарева.

бледно-зеленого амфибола, по оптическим свойствам близкого актинолиту.

По данным онтогенического анализа последовательность минералообразования в известковых скарнах Немурьюганского Sn-W-Mo рудопоявления была следующей: андрадит→амфибол→эпидот→кальцит-I→магнетит+кварц-I→пирит-I→кварц-II+кальцит-II+гематит→биотит→шеелит+молибдошеелит→пирит-II→молибденит→халькопирит→галенит. История формирования скарнов была длительной и прерывистой, на что указывают катакластические структуры. Текстурно-структурный анализ руд свидетельствует о наличии 5 актов катаклаза: послегранатовом, послеамфиболовом, послемагнетитовом, послекальцитовом, биотитовом, послемолибденитово-дохалькопиритовом.

Касситерит-полиметаллическое проявление расположено в левом борту трога р. Немурьюган и на водоразделе. В конце 40-х годов оно изучалось М. Н. Пархановым как железорудное. Рудопоявление представляет собой ряд скарновых тел на контакте доломитов и сланцев. Скарновые тела установлены в контакте четырех линз доломитов. Вдоль лежачего контакта первой линзы мощностью около 130 м установлено 6 тел. В лежачем контакте второй линзы мощностью около 20 м выявлено три тела. Еще два тела наблюдаются на контакте небольших линз мощностью менее 10 м. Железорудные тела имеют мощность 0.1—2.7 м, обычно 0.3—0.6 м, длина их от 10—12 до 50 м. Тела залегают согласно, падение восточное 45—60° до субвертикального. Состав скарнов приведен в табл. 8, состав карбонатной части скарнов и доломитов дан в табл. 10.

Скарны представляют собой темно-серые, черные, красноватые породы массивной, полосчатой, пятнистой, брекчиевой текстуры. Они состоят из карбоната (доломит, кальцит), актинолита, эпидота, хлорита, магнетита, гематита. Локально развиты пирит, серпентин, тальк, гранат. Редко встречаются апатит, рутил, сфен, циркон, флюорит, дистен, силлиманит, цоизит, пироксен. Основные рудные минералы — магнетит и гематит, второстепенные — касситерит, халькопирит, борнит, блеклые руды; аксессуарные — арсенопирит, антимонит, галенит.

Скарновые тела имеют зональное строение. По сланцам развиваются хлорит-гематитовые, эпидот-актинолитовые породы, по доломитам — магнетитовые, тальковые, серпентиновые ассоциации. В зоне контакта часто фиксируется актинолит-кальцитовая или кварц-пирит-магнетитовая порода, реже эпидот-гранатовый скарн. Более мощные тела, как правило, представлены брекчиями.

Доломиты на контакте со скарнами превращены в кальцитовые мрамора, далее от контакта в доломитах наблюдается зона раздоломичивания, проявляющаяся в отальковании и серпентинизации. Мощность зон изменений в доломитах 6—8 м, а маломощные линзы во всем объеме несут признаки серпентинизации и имеют зеленоватый цвет.

Таблица 10

Компонентный состав доломитов немурьюганской свиты и гидротермалитов Немурьюганского рудного поля

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Карбонатность, %	96.2	91.8	97.0	86.8	99.8	95.3	95.5	99.1	94.6	95.6	89.1	57.1	53.5	73.3	50.5
CaCO ₃	54.4	53.5	54.1	58.0	59.1	55.9	55.1	54.5	54.9	54.7	54.7	54.3	59.1	57.1	60.4
MgCO ₃	43.9	45.9	45.2	39.7	39.3	43.6	43.9	45.3	44.2	44.1	44.1	38.0	37.2	38.4	34.0
MnCO ₃	0.2	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	He обн.	0.3	0.2	0.7	1.3	1.4	0.3	1.8
FeCO ₃	1.5	0.5	0.5	2.2	1.1	0.4	0.9	0.2	0.6	1.0	3.3	6.0	2.3	4.2	3.8
Доломитистость, %	100	100	100	90	90	97	98	100	99	99	100	99	89	94	87

Состав	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Карбонатность, %	53.0	87.4	99.0	15.1	85.4	94.8	50.7	93.3	96.8	24.9	18.7	2.7	34.5	45.6
CaCO ₃	56.0	72.8	71.8	36.9	89.0	98.2	95.1	93.3	92.7	94.0	98.1	99.2	94.1	95.1
MgCO ₃	36.6	24.6	27.5	48.7	6.7	1.4	1.4	5.6	2.9	2.9	1.9	0.8	3.4	1.2
MnCO ₃	1.1	0.7	0.3	1.1	0.9	0.1	1.0	0.9	0.7	1.0	He обн.	He обн.	1.1	1.4
FeCO ₃	6.3	1.9	0.4	13.3	3.4	0.3	2.5	0.2	2.5	2.1	»	»	»	»
Доломитистость, %	97	54	60								He рассчитывалась			

Примечание. 1-7 — доломиты, р. Немурьюган; 8 — доломит, р. Лонготьюган; 9-24 — измененные доломиты, аподоломитовые и новообразованные карбонатные породы; 25-29 — скарпы известковые.

1-4,8 — доломиты за пределами рудопоявления; 5-7 — доломиты зон рудопоявления; 9-10 — серпентинизированные доломиты; 11 — доломиты с прожилковой блеклорудной минерализацией; 12-13 — доломит брекчированный, хлоритизированный, эпидотизированный; 15 — магнетитовая руда; 16 — оталькованный доломит; 17, 24 — доломит с вкрапленностью сульфидов; 18, 21 — мрамор кальцитовый, аподоломитовый; 19 — брекчия тальк-анкеритовая с хромшпинелидами, сульфидами, шеелитом; 20 — серпентин-карбонатная аподоломитовая порода; 22 — тальк-гематит-кальцитовая порода; 23 — гнезда красного кальцита в доломите; 25 — скарн гранат-эпидотовый; 26,27 — скарн актинолит-гранатовый; 28,29 — пирит-стильпномелановый (по актинолит-гранатовому) скарн. Аналитики Е. Ф. Малахова, Л. И. Кочерова, Л. С. Власюк.

Сульфидная минерализация имеет более широкий ореол, чем зоны скарнирования, и прослеживается вниз по падению пород с некоторым смещением к западу, где установлены кварцевые жилы мощностью 0.2—0.3 м, длиной около 30 м с гнездовыми пирит-борнит-халькопиритовыми рудами, содержащими сфалерит и шеелит.

В лежащих контактах доломиты часто раздроблены и имеют плитчатую отдельность. На таких участках за пределами зон скарнирования нередко устанавливается рассеянная вкрапленность магнетита или прожилковая борнит-халькозин-блеклорудная минерализация.

Анализ размещения рудной минерализации показывает, что тела скарнов и вкрапленная минерализация вне связи со скарнами приурочены к лежащим контактам линз доломитов, реже к зонам нарушений, секущих доломиты и сланцы. Устанавливается увеличение роли сульфидов — халькопирита, борнита, блеклых руд — к восточному флангу проявления.

Текстуры железных руд — массивная, полосчатая, гнездовая, брекчиевая; касситеритовых — вкрапленная; сульфидных — прожилково-вкрапленная, гнездовая. Структуры руд — идиоморфно-метазернистая, раскрошенная, цементации, замещения.

Касситерит образует рассеянную вкрапленность главным образом в магнетитовых аподоломитовых рудах, в меньших количествах — в эпидот-актинолит-хлоритовых и гематитовых разновидностях скарнов. Размер выделений 0.02—0.3 мм, цвет темно-коричневый.

Шеелит представлен молибденсодержащей разновидностью, образует рассеянную вкрапленность в пирит-борнит-халькопиритовых и в небольшом количестве в массивных магнетитовых рудах. Размер зерен 0.01—0.5 мм.

Пирит в заметном количестве (до 6 %) встречается в пирит-магнетит-кварцевых породах, в небольших количествах присутствует во всех измененных породах и скарнах в виде кубических и кубоктаэдрических кристаллов размером 0.2—0.7 мм. В кварцевых жилах образует кубические кристаллы и неправильные выделения размером до 6 мм, замещаемые халькопиритом.

Халькопирит в виде тонкой вкрапленности присутствует в пирит-магнетитовых и магнетитовых рудах. В кварцевых жилах образует прожилки и гнезда до 5 см. Халькопирит обрастает и замещает магнетит и пирит, с борнитом образует структуры распада. Взаимоотношения с галенитом и блеклыми рудами не наблюдались.

Блеклые руды образуют рассеянную вкрапленность мелких 0.03—0.2 мм зерен в магнетитовых рудах. В брекчированных доломитах они встречаются в виде прожилков и мелких гнезд размером 1—5×3—20 мм. Зерна блеклых руд сильно раздроблены и замещаются халькозином, малахитом, азуритом.

Магнетит один из основных рудных минералов. В карбонатных породах он образует вкрапленность субизометричных выде-

лений различного размера — от 1—2 до 15—20 мм. В брекчиевых разностях руд магнетит цементирует обломки карбоната и в свою очередь рассекается прожилками кальцита поздней генерации. Массивные магнетитовые руды состоят из тонкозернистого агрегата, в которых помимо магнетита присутствуют гематит, кварц, карбонат, хлорит. Крупнокристаллические выделения обычно замещаются гематитом. Раздробленные кристаллы сцементированы кварцем, хлоритом, кальцитом. В пирит-магнетит-кварцевых породах магнетит образует октаэдрические кристаллы размером до 1.6 мм.

Гематит наряду с магнетитом является основным рудным минералом. Он развивается преимущественно в силикатных породах вплоть до образования сплошных масс. Изучение под микроскопом показывает, что в таких массах гематит образует мелкие кристаллы, находящиеся в тесном срастании с хлоритом и кварцем. В секущих скарны кварцевых прожилках гематит образует пластинчатые выделения размером до 4—7 мм. Многие карбонатные разности гидротермалитов содержат тончайшую вкрапленность гематита, окрашивающую их в красный цвет.

Предыдущими исследователями скарны рассматривались как результат контактовых преобразований известняков (на самом деле это доломиты) немурьюганской свиты под воздействием нескрытой гранитной интрузии (Охотников, 1975).

На основании проведенных исследований мы пришли к иному выводу. Образование скарнов явилось результатом гидротермально-метасоматического преобразования пород в зоне субсогласного меридионального разлома, выраженного полосой будинирования тел доломитов, гранитизации сланцев и сопровождающегося зонами скарнирования в всячем боку зоны разлома, а относительно тел доломитов — в их лежачем боку. Если бы источником вещества (или даже энергии) были гранитоиды, образующие восточнее согласное пластовое тело, то скарновые тела были бы приурочены к всяческому боку доломитов.

Зона разлома сечет под острым углом отложения немурьюганской свиты и, судя по смещению минерализованных зон, имеет более крутое, чем породы свиты, падение, порядка 60—70°. Кварц-серицит-хлоритовые и альбит-эпидот-хлоритовые сланцы мусковитизированы и альбитизированы, т. е. фиксируется кремнещелочной метасоматоз, который мы определяем как гранитизацию. Фемические компоненты, высвободившиеся при гранитизации сланцев, послужили источником вещества известковых скарнов (хлорит-эпидот-амфибол-магнетит-гранатовых). Доломиты в зоне разлома раздоломичиваются с образованием кальцитовых мраморов и участков серпентинизации и оталькования.

Исследование изотопного состава углерода и кислорода карбонатов, доломитов, аподоломитовых мраморов, скарнов и секущих скарны жил показало существенное различие этих образований (рис. 38). Если доломиты характеризуются тяжелым

изотопным составом кислорода и углерода, то кальцит скарнов, аподоломитовых мраморов и жил отличается явно облегченным изотопным составом этих элементов. Причем аподоломитовые известняки и скарны имеют весьма близкие изотопные составы кислорода и углерода. Можно предположить, что более легкий изотопный состав углерода и кислорода гидротермалитов обусловлен глубинным источником углекислоты, с одной стороны, и ассимиляцией ее из доломитов — с другой, на что указывает зависимость изотопного состава от расстояния карбонатных пачек как в масштабе рудного поля, так и всего района.

Рудная минерализация полихронна. Магнетит-гематитовая и касситеритовая минерализация, очевидно, связана с процессами гранитизации и сопряженного с ней скарнирования. Шелит-молибденитовая и пиритовая минерализация наложена на скарновые ассоциации. Об этом говорит их приуроченность к секущим скарны кварцевым жилам, жилам вне связи со скарнами, идиоморфнометазернистая структура руд. Халькопирит-борнит-блеклорудная ассоциация, судя по взаимоотношениям, формировалась еще позднее. Руды этой ассоциации приурочены к зонам мелких нарушений в аподоломитовых мраморах или даже неизмененных доломитах, а также в сланцах.

В сходной геологической ситуации в Таджикистане известны обширные поля развития продуктивных скарнов. Причем известковые скарны на глубине сменяются магнезиальными и контролируют размещение самородной минерализации (Блохина, 1984). Поэтому мы предполагаем на глубине наличие магнезиальных скарнов с продуктивной минерализацией. В пользу этого говорит увеличение мощности скарновых тел по падению в правом борту р. Немурьюган, известковый состав скарнов, тогда как при скарнировании доломитов обычны магнезиальные скарны ранней стадии.

Ханмейское рудное поле

Ханмейское рудное поле расположено на южном фланге Западно-Харбейской зоны. В его составе выделяется ряд рудопроявлений: Ханмейское молибденит-пирит-халькопиритового минерального типа, Верхнеханмейское и Ревущее сфалерит-халькопирит-галенитового типа и Верхнеханмейское антимонитовое рудопроявление.

Ханмейское рудопроявление приурочено к узлу пересечения Западно-Харбейской рудоносной зоны поперечным разломом I порядка. По данным К. Н. Прядкина (1954 г.), рудопроявление располагается в западном крыле опрокинутой антиклинальной структуры, которое имеет восточное ($75-85^\circ$) падение под углом $45-60^\circ$. В геологическом строении района рудопроявления принимают участие плагиогнейсы, апогаббровые амфиболиты, плагиоклаз-хлоритовые и плагиоклаз-амфиболовые

бластомилониты, кварц-полевошпатовые метасоматиты и граниты.

Плагноклаз-хлоритовые сланцы насыщены согласными телами щелочных метасоматитов мощностью 0.2—1.5 м и жилами различного состава. На некоторых участках насыщенность жилами достигает 5—7 на метр разреза. Среди них по составу можно выделить карбонатные, хлорит-кварц-карбонатные, кварцевые, микроклин-кварцевые с кальцитом, турмалин-кварцевые, рутил-кварцевые, эпидот-кварцевые, кварц-полевошпат-эпидотовые, кальцит-эпидотовые, эпидотовые. Мощность жил колеблется от сантиметров до 1.2 м, обычно 0.1—0.3 м. Жилы характеризуются согласным залеганием и четочным строением.

Сульфидная минерализация связана с кварцевыми, эпидот-кварцевыми и кальцит-эпидотовыми жилами. Наиболее типичны полосчатые жилы, сложенные мелкозернистым кварцем. Их полосчатость обусловлена наличием в кварцевых жилах зон, обогащенных хлоритом, согласными прожилками эпидота и ксенолитами сланцев. Реликты сланцев, унаследованная полосчатость жил, характер срастания зерен кварца свидетельствуют о том, что в формировании жил определяющую роль играли метасоматические процессы. Мощность жил от сантиметров до 0.6—0.7 м, обычно 0.05—0.20 м. Они достаточно выдержаны по простиранию и прослеживаются на 35—40 м, иногда более чем на 100 м. По простиранию и падению жил наблюдаются участки раздувов и пережимов, расщепления на ряд прожилков. На выклинивании жилы обычно разветвляются.

Контакты жил с вмещающими породами резкие, обычно в зальбандах наблюдается оторочка мощностью 4—8 мм, сложенная крупночешуйчатыми хлоритом или мусковитом в зависимости от состава вмещающих пород. Характерно, что в висячем зальбанде оторочка имеет большую мощность, а в лежащем порой отсутствует. В составе оторочки часто присутствует апатит.

Текстуры руд — полосчатые, прожилковые, вкрапленные. В пережимах жил отмечаются гнездообразные скопления сульфидов. Структуры руд — раскрошенные, коррозионные, цементации, обрастания, идиоморфнометазернистые, течения. Среди рудных минералов преобладают халькопирит и пирит. По данным минералогического анализа их доля в составе руд составляет 55.4 и 42 % соответственно, в то время как доля молибденита обычно достигает — 1.8, а галенита — 0.8 %. В отдельных случаях доля молибденита возрастает до 14 %.

Молибденит на Ханмейском рудопроявлении представлен в основном мелко-среднечешуйчатой (0.1—2 мм) разновидностью, а также крупночешуйчатой (3—6 мм). В единичных случаях наблюдались гексагонально-пирамидальные и призматические кристаллы (рис. 18, а, б). Молибденит образует струйчатые скопления в зальбандах жил, реже в их центральных частях, тяготея к прослоям и прожилкам слюд, эпидота. При расколе жилы по сульфидному прожилку устанавливается, что скопления молибде-

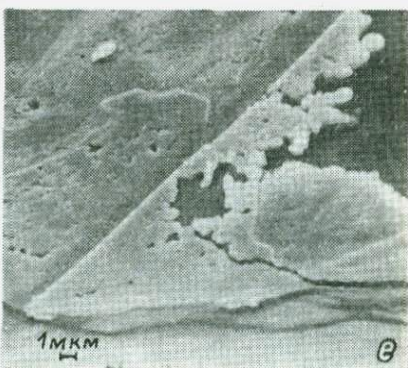
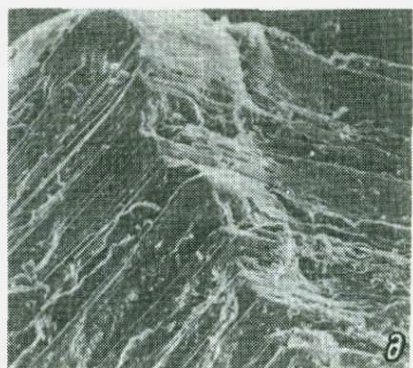
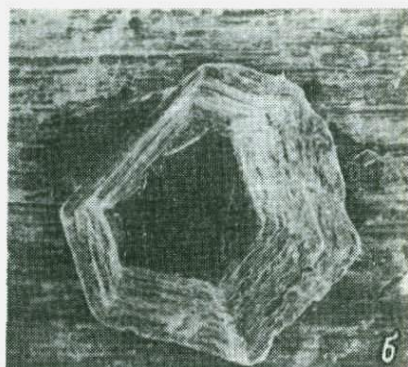
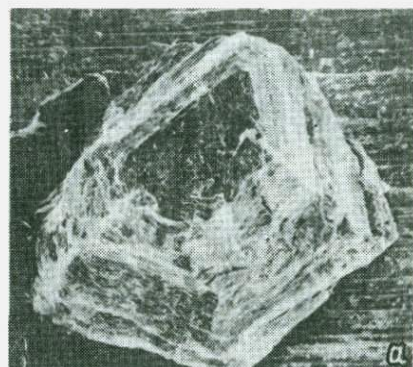


Рис. 18. Морфология кристаллов (а, б), строение поверхности кристаллов молибдена (в—д), псевдоморфозы повеллита (е).

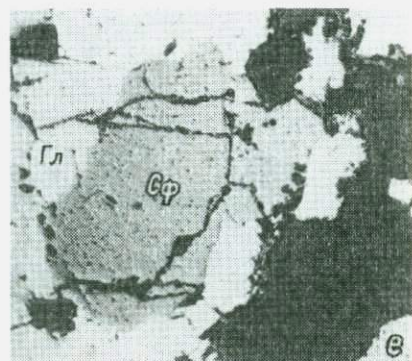
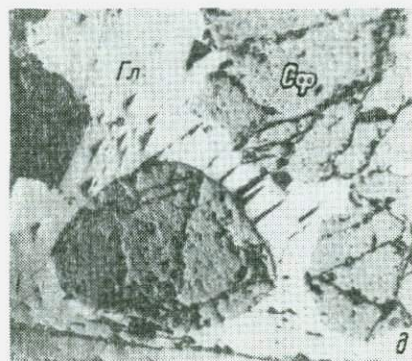
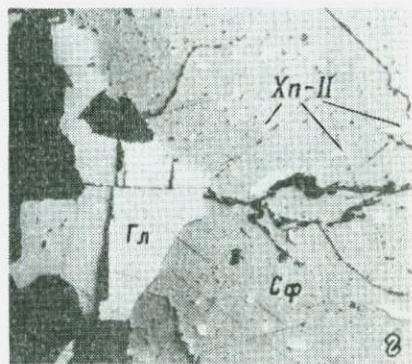
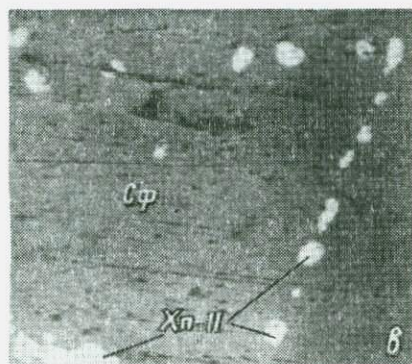
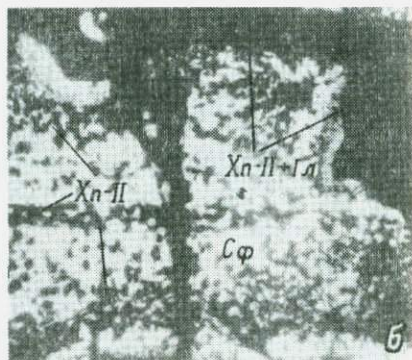
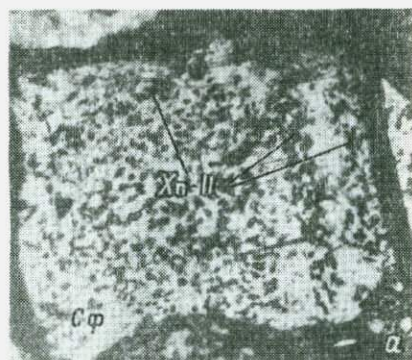


Рис. 19. Структуры и характер взаимоотношений с другими минералами сфалерита.
 Рудопроявления: а-в — Полиметаллическое, г-е — Ревущее.

нита образуют изолированное гнездо размером 10—15 см. Чешуйки молибденита облекают выделения пирита и цементируются халькопиритом (рис. 9, а—в).

Пирит и халькопирит встречаются в жилах любого состава и образуют в тектонических зонах рассеянную вкрапленность в породах.

Прожилки и вкрапленность халькопирита тяготеют к центральным частям жил, в пережимах наблюдаются гнезда до 3 см. Халькопирит замещает и цементирует пирит, проникает по трещинам спайности молибденита.

Пирит представлен на рудопроявлении двумя типами: первый — в рудных жилах, несущий следы дробления и растворения (рис. 14, б, д), характерна примесь кобальта; второй — в виде кубических кристаллов, характерен для эпидотовых жил, насыщает обломки пород в жилах, развивается в околожильных породах, обычно изолированно от других сульфидов. Возможно, эти типы пирита отвечают двум его генерациям.

Характерной особенностью Ханмейского рудопроявления, как и всех объектов молибденит-пирит-халькопиритового минерального типа, является пространственная разобщенность пирита и халькопирита. В жилах эти минералы также образуют, как правило, самостоятельные прожилки.

Галенит установлен на юго-восточном фланге рудопроявления в кварцевой жиле мощностью 0.7—1.2 м, прослеживающейся на 120 м. Сульфидная минерализация помимо галенита (12 мас. %) представлена (в мас. %) пиритом (54) и халькопиритом (34). Галенит образует изолированные выделения размером 0.3—1.4 мм и тонкие прожилки, обрастает и замещает пирит и халькопирит. Прожилки и вкрапленность галенита тяготеют к лежащему контакту жилы.

Верхнеханмейское рудопроявление располагается в северной части рудного поля в пределах полосы развития гранитизированных пород и различных бластомилонитов. Простирается пород 170—210°, падение восточное под углами 45—65°. П. Е. Лалетиным и С. Г. Караченцевым (1953 г.) установлены четыре кварцевые жилы с галенит-халькопирит-сфалеритовой минерализацией. Жилы 1 и 2, известные как Полиметаллическое рудопроявление, расположены в верховьях руч. Силевого. Жилы согласные, имеют четочное строение, мощность их 0.2—0.4 м, в раздувах до 1 м, длина отдельных линз до 2—3 м. Текстуры руд полосчатые, вкрапленные до массивной и гнездовой. Структуры руд раскрошенные, цементации, обрастания, гипидноморфно-зернистые. Рудные минералы представлены находящимися примерно в равных количествах галенитом, халькопиритом и сфалеритом, в качестве примеси в рудах установлены пирит, молибденит и тетраэдрит. Сульфиды образуют прожилки, гнезда на участках пережима и рассеянную вкрапленность при общем содержании 3—5 %, местами до 15—18 %. По восстанию жилы увеличивается роль галенита. Пирит образует идиоморфные кристаллы,

имеющие округленные очертания размером 0.3—2 мм. В ассоциации с обрастающими его сфалеритом, халькопиритом и галенитом имеет округленные очертания. Во вмещающих кварцево-рудную жилу амфиболитах в средней части установлена зона гнездовой пиритизации. Пирит представлен кубическими кристаллами размером 0.2—8 мм, часто раздробленными и сцементированными халькопиритом (рис. 14, в, г).

Сфалерит образует округлые выделения размером 0.4—6 мм, обрастающие галенит-халькопиритовым агрегатом, проникающим в него по трещинам. В этом случае сфалерит, как правило, содержит тонкую вкрапленность халькопирита (рис. 19). Цвет сфалерита желтый, зеленый, красный. Кроме того, сфалерит образует изолированные выделения размером до 3 мм. В этом случае сфалерит имеет красный цвет и в нем отсутствует тонкая вкрапленность халькопирита. Следует подчеркнуть, что вкрапленность халькопирита приурочена к трещинам и двойниковым швам сфалерита (рис. 19, а—в).

Галенит и халькопирит образуют тесные сростания, цементируют и обрастают выделения сфалерита, реже наблюдаются изолированные выделения размером 0.5—2 мм. Тетраэдрит, по данным С. Г. Караченцева и П. Е. Лалетина, образует выделения в центральных частях жил, но нам не удалось обнаружить этот минерал. Молибденит установлен на участке жилы вне связи с полиметаллической минерализацией, где он ассоциирует с пиритом. Размер его выделений 0.2—1.5 мм. Чешуйки молибденита интенсивно скручены, разорваны, располагаются в трещинах зерен пирита и эпидота.

Жила 3 расположена в правом борту руч. Обнаженного, в 6 км севернее Ханмейского молибденово-медного рудопроявления, жила 4 находится в правом борту руч. Силевого. Мощность жил 0.3—1.2 м, содержание сульфидов значительно меньше, чем в жилах 1 и 2, в их составе преобладают пирит и халькопирит, в меньших количествах присутствуют сфалерит и галенит. В целом минерализация аналогична вышеописанной.

Верхнеханмейское антимонитовое рудопроявление расположено на водоразделе руч. Силевого и Обнаженного в одной полосе с полиметаллическими проявлениями. Оно представляет собой минерализованные брекчии двух крупноплавающих разломов, располагающихся на расстоянии 30—40 м, в северной части сближающихся и представленных одной зоной. Разломы прослеживаются на расстоянии 500—900 м. В приразломной зоне вмещающие амфиболиты, робластиты и кварц-серицит-хлоритовые сланцы карбонатизированы, мусковитизированы, обохрены. Антимонит встречается в кварц-карбонатных брекчиевидных жилах. Мощность жил от 5—20 см до 1 м, они имеют форму изолированных линз длиной 3—8 м. Основными минералами жил являются кальцит, анкерит, кварц, мусковит, антимонит, охры и гидроокислы. Антимонит образует гнезда, прожилки мощностью до 20 см, обычно 2—5 см. В пустотах кристаллы размером до 6 см.

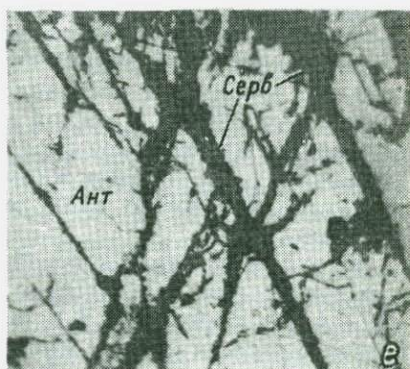
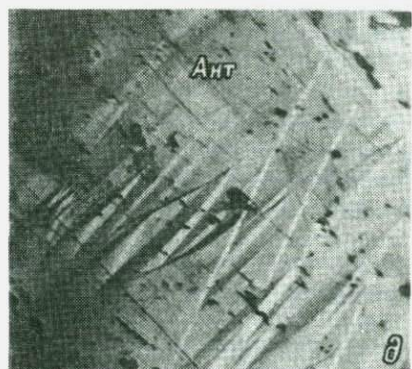
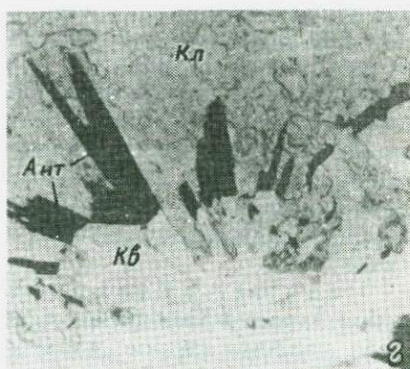
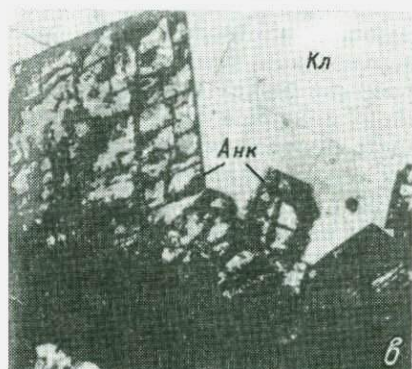
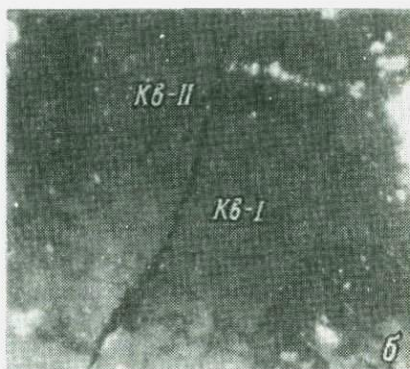
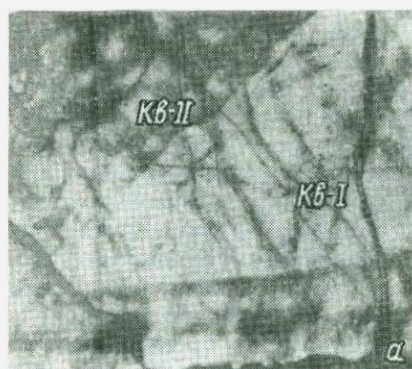


Рис. 20. Структуры руд Антимонитового рудопроявления.

Изучение антимонитовых брекчий показало, что история их формирования была достаточно сложной (рис. 20). Наиболее ранним минералом является кварц, для которого устанавливаются структуры регенерации (рис. 20, *a, б*). Обломки кварца цементируются анкеритом, образующим в полостях кристаллы размером до 1 см (рис. 20, *г*). Раздробленные кварц-анкеритовые агрегаты цементируются антимонитом и кальцитом. Антимонит замещается сурьмяными охрами, сервантитом (рис. 20, *е*), валентинитом, в трещинах неизмененного антимонита устанавливаются тонкие прожилки и пленки кермезита. Спектральным анализом в антимоните установлены повышенные (до 0.3 %) содержания свинца при отсутствии собственных его минералов. Возможно, свинец является изоморфной примесью или связан с включениями фюллепита, почти не отличимого по оптическим свойствам от антимонита.

Изотопный состав карбонатов антимонитовых брекчий выделяется утяжеленным изотопным составом кислорода (рис. 38). Мы интерпретируем это как результат значительной роли поверхностных вод в составе минералообразующих растворов. Этот факт может свидетельствовать о приповерхностном формировании минерализации и резком временном разрыве между формированием антимонитовой и полиметаллической минерализации. Об этом также свидетельствуют специфичность приразломных изменений, выражающихся в карбонатизации и серицитизации, а также содержание лития в кварце брекчий (50 г/т), в 20—50 раз превышающее содержание лития в жильном кварце всех других локативов.

Ревущее рудопроявление располагается на пересечении Западно-Харбейской рудоносной зоны разломом III порядка. Зона разлома сопровождается широтной складкой, в шарнире которой находится пластовая интрузия микроклиновых гранитов (Охотников, 1975).

Рудопроявление представлено минерализованной кварц-кальцитово-жильной зонального строения (рис. 21), залегающей на контакте гранитов и рассланцованных амфиболитов. Жила прослежена на 100 м, в южной части она расщепляется и быстро выклинивается, северное окончание скрыто делювием. Мощность жилы 0.6—1.3 м, падение жилы и вмещающих пород — восточное под углом 45—55°. В плане жила имеет форму дуги, выпуклой к востоку.

Из рудных минералов преобладает галенит (85—88 %), в меньших количествах присутствуют халькопирит (8—12 %), сфалерит (2.7—4 %), пирит (<1 %), очень редко борнит. Сульфиды концентрируются на участке жилы, сложенном мелкозернистым сахаровидным кварцем. Они образуют рассеянную вкрапленность и прожилки мощностью до 5—7 мм в лежащем боку жилы. В незначительном количестве эти же минералы образуют очень тонкую вкрапленность в карбонатной части жилы. Текстуры руд вкрапленные, реже полосчатые. Структуры раскрошенная, цементации, гипидиоморфнозернистая.

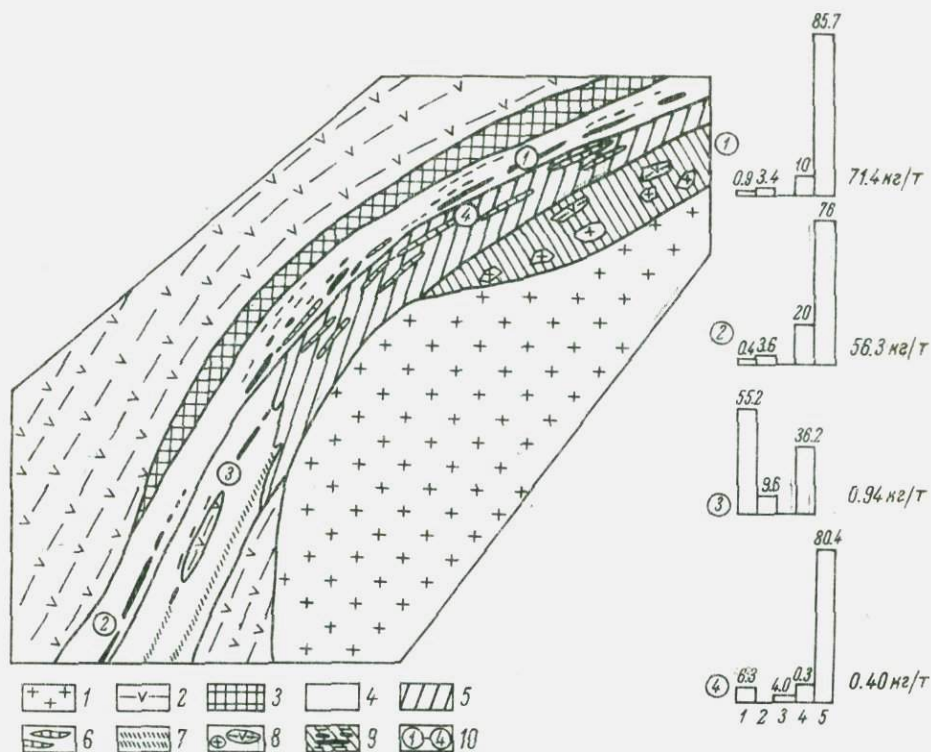


Рис. 21. Схема геологического строения рудопоявления Ревущего (разрез).

1 — граниты; 2 — амфиболиты; 3 — жила кальцитовая; 4 — жила кварцевая сахаровидная; 5 — жила кварц-кальцитовая; 6 — линзы крупнокристаллического кальцита; 7 — жила кварцевая с реликтовой полосчатостью вмещающих пород; 8 — ксенолиты гранитов и амфиболитов в кварцевой жиле; 9 — сфалерит-халькопирит-галенитовая минерализация; 10 — места отбора минералогических проб. Состав руд: 1 — пирит; 2 — сфалерит; 3 — борнит; 4 — халькопирит; 5 — галенит.

Анализ распределения основных рудных минералов показывает, что по восстанию жилы возрастает общее содержание сульфидов и относительное галенита, соответственно в этом направлении снижается относительное содержание сфалерита и халькопирита, т. е. фиксируется вертикальная минералогическая зональность: сфалерит + халькопирит + галенит — галенит. Устанавливается также закономерное изменение окраски сфалерита в жиле. В галенитовой зоне преобладают желтовато-зеленые и темно-зеленые сфалериты, а в сфалерит-халькопиритовой — медово-желтые и красные. Как правило, сфалериты содержат тонкую вкрапленность халькопирита, более интенсивную в зеленых разностях — до 2.24 % (рис. 19, а, б).

Последовательность минералообразования в жиле представляется следующей: кварц → кальцит-I → кальцит-II → пирит → сфалерит + борнит → галенит + халькопирит. В соответствии с зафиксиро-

рованными катакlastическими структурами выделяются три стадии минерализации: пиритовая, сфалеритовая и халькопирит-галенитовая.

Желтая Гора

Серия сближенных объектов сфалерит-халькопирит-галенитового минерального типа, располагающихся в узле пересечения Западно-Харбейской зоны поперечным разломом II порядка, известна под названием Желтая Гора. Зона полиметаллической минерализации прослеживается в широтном направлении от водораздела рек Молибденитовой и М. Харбей до руч. Медного на расстоянии около 4 км. Находки в аллювии р. М. Харбей метасоматитов с аналогичной минерализацией говорят о возможном продолжении зоны к востоку.

Основными рудными минералами являются сфалерит, пирротин, халькопирит, а также галенит и пирит. Текстуры руд — прожилково-вкрапленные; структуры — обрастания, раскрошенные, цементационные.

Сфалерит образует вкрапленность в кварц-полевошпатовых метасоматитах, в заметных количествах встречается в мелкозернистых кварцевых жилах. Размер выделений — 0.1—2.5 мм. Цвет сфалерита черный. Характер взаимоотношений с другими минералами говорит о ранней кристаллизации сфалерита.

Пирротин представлен гексагональной модификацией. Образует вкрапленность в щелочных метасоматитах и кварцевых жилах. Судя по взаимоотношениям, пирротин кристаллизовался близко-одновременно со сфалеритом, обрастает и цементируется халькопиритом.

Халькопирит образует отдельные выделения, мелкие включения в краевых частях сфалеритовых зерен, тяготеющих к двойниковым швам, что выявляется при структурном травлении. Образует тесные, сростания с галенитом.

Пирит образует вкрапленность кубических кристаллов размером 0.2—3 мм в щелочных метасоматитах, как правило, изолированно от других сульфидов. Имеющиеся наблюдения свидетельствуют, что пирит — наиболее ранний сульфид рудопроявления.

Последовательность кристаллизации основных рудных минералов в рудопроявлении Желтая Гора имеет следующий вид: пирит → пирротин + сфалерит → галенит + халькопирит.

Субширотное простираание зоны полиметаллической минерализации, явные следы метаморфизма руд (отсутствие моноклинного пирротина, изометризация и укрупнение включений халькопирита в сфалерите), состав сфалерита, «выходящий» из установленного для объектов Западно-Харбейской зоны закономерного ряда (см. гл. IV), свидетельствуют, по нашему мнению, о временной автономности сульфидной минерализации рудопроявления Желтая Гора и ее принадлежности к более раннему этапу рудообразования.

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ПОЛОЖЕНИЯ, СТРОЕНИЯ, МИНЕРАЛОГИИ
И ОНТОГЕНЕЗА ВОЛЬФРАМ-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ
И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

Анализ приведенного материала по закономерностям размещения, геологическому строению, минералогии и онтогенеза отдельных объектов в рудных полях показывает, что наибольшее сходство устанавливается для объектов в рамках выделенных выше минеральных типов, а не пространственных ассоциаций объектов в рамках рудных полей. Очевидно, это отражает одновременность формирования различной минерализации. Обобщение материалов по объектам различных минеральных типов позволяет сделать следующие выводы. Месторождения и рудопроявления шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового типа тяготеют к центральной части Западно-Харбейской рудоносной зоны. Локальная позиция шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовых объектов определяется их положением в узлах сочленения рудоносной зоны с поперечными разломами I порядка и тесной связью с породами бластомилонито-сланцевого комплекса региональной гранитизации.

Рудная минерализация локализована в различных гидротермально-метасоматических образованиях — скарнах, щелочных метасоматитах, кварцевых жилах. Все эти образования характеризуются развитием структур будинажа, брекчиевых текстур, нескольких генераций слагающих их минералов, что говорит о многостадийной истории их формирования.

Продуктивная минерализация, согласно онтогенетическим наблюдениям, отчетливо эпигенетична по отношению к вмещающим ее жилам, скарнам и метасоматитам. На макроуровне это выражается в приуроченности рудных минералов к зальбандам, пережигам, трещинам и участкам дробления жил и метасоматитов, в брекчиевом и прожилковом характере текстур руд. На микроуровне эпигенетичность минерализации выражается в широком развитии коррозионных и цементационных структур.

Распределение минералов в рудных телах обнаруживает определенные закономерности, наиболее четко проявляющиеся в кварцево-рудных жилах Харбейского месторождения. Так, размещение молибдошеелита контролируется узкой зоной лежащего контакта кварцевой жилы с вмещающей породой. Несколько более широкий ореол устанавливается для молибденита, размещающегося в зальбандах, пережигам и трещинах кварцевых жил. Пирротин и халькопирит образуют как бы ореол вокруг шеелит-молибденитового, проникая в центральные части жил и вмещающие породы. Сульфосоли концентрируются преимущественно в центральных частях жил.

Сопоставление рядов последовательности кристаллизации гипогенных минералов различных объектов шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового типа указывает на их аналогичность,

что дает возможность их корреляции и выведения обобщенности ряда: андрадит→эпидот-I + актинолит + альбит → кварц-I → → кварц-II → кварц-III + хлорит-I + кальцит-I → магнетит + + стильпномелан → кварц-IV → кальцит-II + гематит → пиральспитовые гранаты → биотит → эпидот-II → мусковит-I → молибдошеелит (шеелит) → эпидот-III + хлорит-II + кальцит-III → мусковит-II → пирит → молибденит → пирротин → борнит + халькопирит-I + сфалерит → сульфосоли Cu, Pb, Bi, Ag → халькопирит-II + сульфотеллуриды и теллуриды Pb, Bi + галенит.

В структурах агрегатов рудных минералов для объектов рассматриваемого типа зафиксировано несколько общих актов катаклаза. Основными из них являются: послешеелитовый—доэпидотовый, предпиритовый, послемолибденитовый—допирротинный, послесфалеритовый—досульфосольный, отражающие перерывы в минералообразовании. На основании этого мы выделяем в рудогенезе следующие стадии минерализации: шеелитовую, пирит-молибденитовую, сфалерит-халькопирит-пирротинную, сульфосольную, халькопирит-галенитовую с теллуридами и самородными.

Результаты исследования объектов молибденит-пирит-халькопиритового типа приводят к следующим выводам. Позиция объектов рассмотренного типа определяется их расположением на южном фланге Западно-Харбейской зоны, приуроченностью к узлу сочленения зоны с поперечным разломом первого порядка, тесной пространственной связью с породами бластомилонито-сланцевого комплекса.

Сульфидная минерализация локализована в жилах кальцит-эпидот-кварцевого состава. Онтогенические исследования жил показывают, что процесс их формирования был многостадийным. В рамках этого процесса мы выделяем три стадии: кварцевую, эпидотовую и кальцитовую, разграниченные по катакластическим структурам. Минералы этих стадий помимо локализации в жилах комплексного состава образуют и самостоятельные жилы, что и обусловило разнообразие жил по составу.

Сульфидная минерализация в жилах явно эпигенетична по отношению к жильным минералам. Последовательность кристаллизации сульфидов имеет следующий вид: пирит → молибденит → → халькопирит → галенит. В соответствии с данными онтогенического анализа мы выделяем три стадии минерализации пирит-молибденитовую, халькопиритовую и галенитовую.

Подводя итоги анализа позиции, строения, состава и онтогенеза рудопроявлений сфалерит-халькопирит-галенитового типа, мы приходим к следующим выводам.

Самостоятельные объекты рассматриваемого типа располагаются в основном на южном фланге Западно-Харбейской рудоносной зоны в узлах пересечения ее поперечными разломами II порядка. Рудопроявления, приуроченные к центральной части зоны, ассоциируют с вольфрам-медно-молибденовыми объектами, располагаясь на их периферии (Харбейское, Лонготьюганское,

Ханмейское). Рудопроявление Желтая Гора отвечает более раннему этапу рудогенеза, о чем свидетельствуют широтная ориентация минерализованной зоны и «аномальный» состав рудных минералов.

Минерализация сфалерит-халькопирит-галенитового типа локализуется в кварц-полевошпатовых метасоматитах, скарнах и жилах мелкозернистого кварца. Здесь, как и в случае с рассмотренными выше типами, минерализация отчетливо эпигенетична по отношению к вмещающим ее породам. Последовательность кристаллизации основных рудных минералов в объектах однообразна и сводится к ряду: пирит → пирротин + сфалерит → халькопирит-I → галенит + халькопирит-II + сульфосоли. Онтогенические исследования приводят к выводу о единой стадийности минерализации рудопроявлений сфалерит-халькопирит-галенитового типа, в рамках которой мы выделяем пиритовую, пирротин-сфалеритовую и халькопирит-галенитовую с сульфосолями и самородными стадиями.

Проведенный анализ закономерностей положения, строения и состава объектов различных минеральных типов позволяет сформулировать и общие выводы в отношении минерализации Западно-Харбейской зоны в целом (табл. 11).

Мы приходим к заключению, что региональная позиция вольфрам-медно-молибденовой и ассоциирующей с ней полиметаллической минерализацией в рамках Западно-Харбейской рудоносной зоны находится в явной связи с блоковым строением последней. Это выражается в приуроченности шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовых объектов к центральной части зоны в пределах Лонготьюанского и Харбейского блоков, молибденит-пирит-халькопиритовых — к южному флангу в Ханмейском блоке, а «центр тяжести» сфалерит-халькопирит-галенитовых объектов сдвинут от центральной части еще дальше на южный фланг.

Локальная позиция исследуемых рудных объектов определяется их приуроченностью к узлам сочленения Западно-Харбейской рудоносной зоны с поперечными разломами первого и второго порядков. Устанавливается, что шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовая и молибденит-пирит-халькопиритовая минерализации контролируются узлами сочленения рудоносной зоны с поперечными разломами первого порядка, которые характеризуются интенсивным развитием бластомилонитов и комплекса пород региональной гранитизации.

Сфалерит-халькопирит-галенитовая минерализация приурочена к флангам рудных полей. Автономная минерализация этого типа приурочена к узлу сочленения рудоносной зоны с поперечным разломом II порядка. Этот узел отличается гораздо меньшей степенью преобразования пород няровейской свиты, широтной, несогласной по отношению к зоне ориентировкой минерализованной полосы и рассматривается как результат более раннего этапа рудогенеза.

Геолого-структурная позиция, состав и стадийность рудных объектов основных минеральных типов Западно-Харьбейской рудоносной зоны (ЗХРЗ)

Минеральный тип	Минеральные подтипы и объекты	Региональная позиция	Локальная позиция	Элементы геологической ситуации	Текстуры (Т), структуры (С)	Последовательность кристаллизации рудных минералов	Стадийность минерализации
Шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый	Шеелит-молибденит-касситеритовый (Немурьюганское), молибденитовый (Лонготьюганское), молибденит-пирротиновый (Сальтальбинское), шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый (Харьбейское)	Центральная часть ЗХРЗ — Лонготьюганский и Харьбейский блоки; северный фланг ЗХРЗ—Хада-тинский блок	Узлы сочленения ЗХРЗ с поперечными разломами I порядка	Гнейсово-сланцевый комплекс региональной гранитизации; кварцевые жилы, скарны, скарноиды, щелочные метасоматиты	Т: гнездовая, прожилково-вкрапленная, брекчиевая, полосчатая. С: идиоморфно-метазернистая, цементации, обрастания, раскрошенная, коррозионная, течения	Шеелит—пиррит—касситерит—молибденит—пирротин—борнит+халькопирит, I+сфалерит—сульфосоли Cu, Pb, Bi, Ag—халькопирит-П+сульфотеллуриды Pb, Bi+галенит—висмут	Шеелитовая пирит-молибденитовая, сфалерит-пирротин-халькопиритовая, сульфосольная, халькопиритовая с теллуридами и самородными
Молибденит-пирит-халькопиритовый	Ханмейское, Бадьяюганское	Южный фланг ЗХРЗ — Ханмейский блок	То же	Гнейсово-сланцевый комплекс региональной гранитизации; кальцит-эпидот-кварцевые жилы	Т: полосчатые, прожилковые, вкрапленные. С: раскрошенные, цементации, обрастания, идиоморфно-зернистая	Пирит—молибденит—халькопирит—галенит	Пирит-молибденитовая, халькопиритовая, галенитовая

Таблица 11 (продолжение)

Минеральный тип	Минеральные подтипы и объекты	Региональная позиция	Локальная позиция	Элементы геологической ситуации	Текстуры (Т), структуры (С)	Последовательность кристаллизации рудных минералов	Стадийность минерализации
Сфалерит-халькопирит-галенитовый	Галенит-халькопирит-сфалеритовый (Верхнеханмейские, Лонготьюганское, зап. фланг), сфалерит-халькопирит-галенитовый (Ревущее), галенитовый (Свинцовое), галенит-халькопирит-пирротин-сфалеритовый (Желтая Гора)	Южный фланг ЗХРЗ — Ханмейский блок; Центральная часть ЗХРЗ — Харьбейский и Лонготьюганский блоки (на флангах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовых объектов)	Фланги рудных полей; узел пересечения ЗХРЗ с поперечным разломом II порядка	Негранитизированные породы, гнейсово-сланцевый комплекс, кварцевые, кварц-карбонатные жилы, щелочные метасоматиты, скарноиды	Т: прожилково-вкрапленная, вкрапленная, полосчатая, массивная. С: гипидиоморфнозернистая, раскрошенная, цементации, обрастания	Пирит—молибденит—пирротин+сфалерит+халькопирит- I—галенит+халькопирит-П+сульфотеллуриды—сульфосоли	Пиритовая, пирротин-сфалеритовая, халькопирит-галенитовая с теллуридами

Таким образом, в рамках Западно-Харбейской рудоносной зоны выделяются продукты по крайней мере двух этапов рудообразования. Собственно вольфрам-медно-молибденовая и парагенетически с ней связанная полиметаллическая минерализация образуют рудные поля в узлах пересечения Западно-Харбейской зоны поперечными разломами I порядка, которые характеризуются интенсивным преобразованием пород няровейской свиты. Более ранняя полиметаллическая минерализация локализуется в узле сочленения разлома II порядка с рудоносной зоной, который характеризуется отсутствием развития бластомилонитов и интенсивным окварцеванием.

Общей особенностью исследуемой минерализации является ее эпигенетический характер по отношению к вмещающим ее геологическим образованиям. При этом устанавливается, что формирование минерализации во всех объектах отделено во времени от формирования метасоматитов и жил, устанавливаемого по интенсивному дроблению последних. Это свидетельствует о резком перерыве между гидротермально-метасоматическим минералообразованием и собственно рудоотложением.

Сопоставление рядов последовательности кристаллизации рудных минералов в отдельных объектах различных минеральных типов показывает, что они вполне сопоставимы. Это позволило вывести ряды последовательности минералообразования для определенных типов минерализации (табл. 11) и прийти к выводу, что они являются звеньями единого генерального ряда последовательности кристаллизации рудных минералов.

Онтогенический анализ структур руд убеждает, что рудоотложение имело пульсационный характер, обусловленный серией интрарудных перерывов. Наиболее значительные из них: допиритовый, послемолибденитовый—допирротинитовый, послесфалеритовый—догаленитовый. Опираясь на генеральный ряд последовательности минералообразования и установленные перерывы, мы приходим к следующей схеме стадийности исследуемой минерализации (от ранней стадии к поздней): 1 — молибдошеелитовая; 2 — пирит-молибденитовая; 3 — сфалерит-халькопирит-пирротинитовая с сульфосольной ступенью; 4 — халькопирит-галенитовая с теллуридами и самородными.

МИНЕРАЛЫ — ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Исследуемая минерализация включает широкий комплекс минералов, представляющих практически все классы. Онтогеническое положение этих минералов в общей истории формирования месторождений и рудопроявлений весьма различно. Значительная часть силикатов, окислов и карбонатов представляют дорудный этап минерализации, самородные металлы, сульфиды, сульфосоли, сульфотеллуриды, теллуриды, вольфраматы — непосредственные продукты многостадийного процесса рудогенеза.¹

Самородные элементы представлены в изученном районе 11 минералами (табл. 2), из них более детально мы рассмотрим висмут.

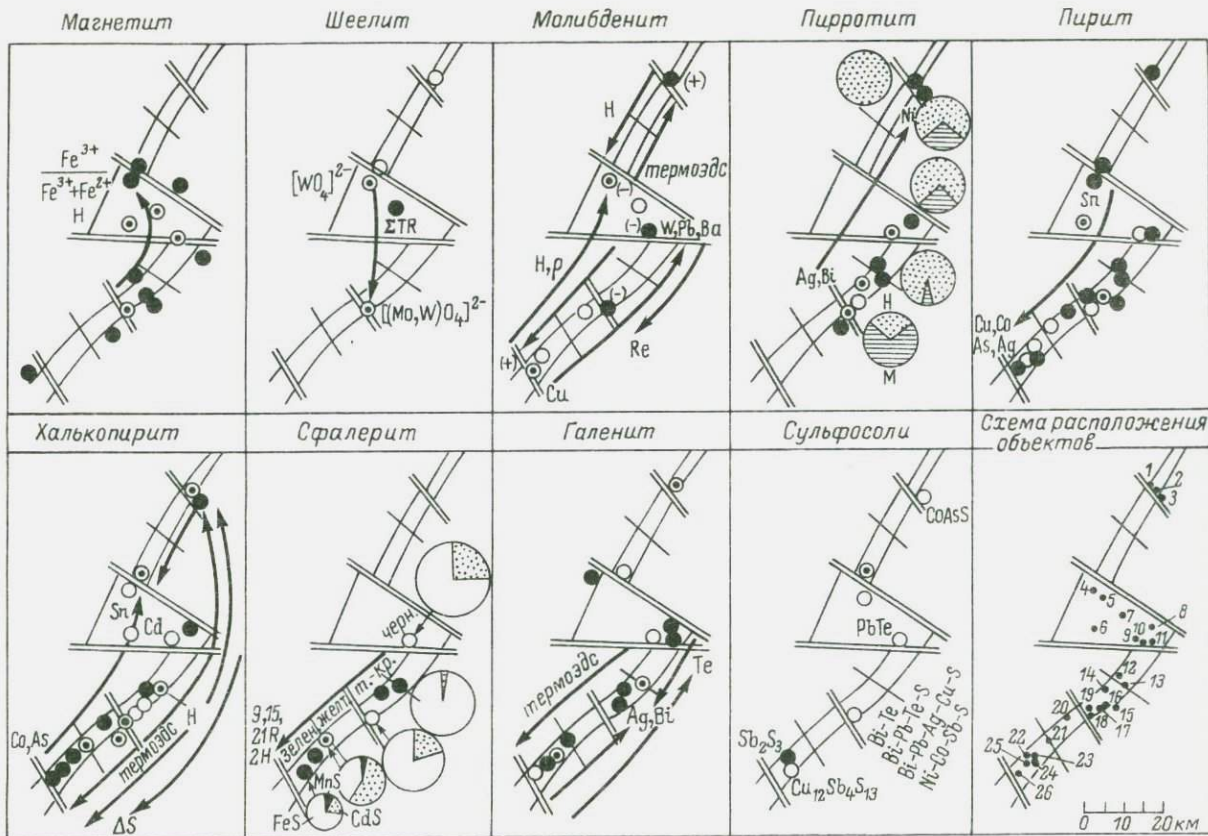
САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Висмут установлен только на Харбейском месторождении. Наиболее часто он встречается в рудных жилах I подзоны, где тесно ассоциирует с другими минералами висмута — сульфосолями, теллуридами, сульфотеллуридами, а также халькопиритом, сфалеритом, пирротинном. Висмут встречается в виде таблитчатых и неправильной формы выделений, локализованных в интерстициях зерен кварца. Размер выделений висмута 0.01—0.05 мм, иногда до 0.2 мм.

Состав самородного висмута представлен в табл. 12 и характеризуется незначительной примесью золота, свинца, железа и сурьмы. На свету висмут окисляется, покрываясь пленкой коричневого цвета. Твердость микровдавливания ($P=5$ г) составляет 41—72 кгс/мм², что значительно превышает справочные данные. Это, возможно, связано с малыми размерами испытанных зерен.

Анализ пространственного положения самородной минерализации показывает, что она приурочена к флангам вольфрам-медно-молибденовых объектов, что типично для многих месторождений медно-молибденовой формации (Павлова, 1978). Наряду с тесной устойчивой ассоциацией ее с теллуридами и сульфосолями, выделяющимися в наиболее позднюю стадию, это говорит об относительной пространственно-временной автономности данной стадии минерализации. Возраст минерализации может быть раннеюрским, судя по калий-аргоновым датировкам субщелочных вулканитов генахадатинского комплекса — 180—190 млн. лет.

¹ Сульфосоли и теллуриды описаны по результатам совместных исследований с О. А. Яковлевой.



● 1 ○ 2 ○ 3

Состав самородного висмута Харбейского месторождения

№ п/п	Bi	Pb	Au	Fe	Sb	S	Сумма
1	99.9	Не обн.	0.08	0.23	0.10	Не обн.	100.31
2	99.3 ⁻	» »	0.15	0.12	0.06	» »	99.63
3	97.7	1.34	Не обн.	0.03	Не обн.	0.01	99.28
4	99.2	Не обн.	0.08	0.03	0.10	Не обн.	99.43
5	99.4	0.40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99.70

Примечание. Микронзондовый анализ, аналитики В. Д. Бегизов, О. А. Яковлева.

СУЛЬФИДЫ И СУЛЬФОСОЛИ

Сульфиды и сульфосоли являются определяющими для изученной минерализации как в количественном отношении (по генетической информативности), так и в плане оценки рудоносности Западно-Харбейской рудоносной зоны. Важно подчеркнуть, что выявленная нами в последние годы целая серия новых для региона сульфосолой, сульфотеллуридов и теллуридов значительно расширяет потенциальные перспективы рудоносности Полярного Урала.

Пирит. По числу проявлений (рис. 22) пирит превосходит все остальные рудные минералы. Но значительные его скопления установлены только в рудопроявлениях молибденит-пирит-халькопиритового типа Ханмейского блока. При рассмотрении отдельных объектов различных минеральных типов нами установлено, что в сфалерит-халькопирит-галенитовых объектах пирит наиболее широко распространен в проявлениях с развитой сфалерит-пирротиновой минерализацией и не характерен для молибденит-содержащих. В галенитовых объектах пирит, как правило, отсутствует, в объектах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа он встречается относительно редко.

Корреляционный анализ показал, что содержание пирита обнаруживает значимую обратную связь с содержаниями халькопирита и галенита в объектах практически всех минеральных типов.

Рис. 22. Поминеральные карты-схемы Западно-Харбейской рудоносной зоны с элементами конституционной зональности.

Относительные содержания рудных минералов: 1 — более 10 %; 2 — 1–10 %; 3 — менее 1 %. Номера на схеме расположения объектов соответствуют номерам на рис. 2. Стрелками показано направление значимого увеличения характеристик состава и свойств минералов. $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ — степень окисленности железа; H — твердость, кгс/мм²; $[WO_4]^{2-}$, $[(W, Mo)O_4]^{2-}$ — содержание молибдена в шеелите; ΣTR — содержание суммы редких земель; (+), (–) — знаки термоэда; q — плотность; W, Pb, Ba, Cu, Re, Ag, Bi, Ni, Sn, As, Co, Cd — типоморфные примеси; H, M — содержание гексагональных и моноклинной модификаций; ΔS — величина дефицита серы в расчетной кристаллохимической формуле; 9, 15, 21R, 21H — содержание гексагональных политипов; FeS, CdS, MnS — содержание (площадь круга) и относительное содержание изоморфных компонентов. Символы элементов показаны в местах их максимального содержания.

Состав и дефицит S в кристаллохимических формулах пирита

№ п/п	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb	As	S	SiO ₂	Нераст- воримый остаток	Сумма	Дефицит S
1	47.13	0.017	0.128	He опр.	0.002	He опр.	He обн.	53.36	0.13	He опр.	100.76	-0.025
2	47.24	0.009	0.010	0.004	0.003	» »	» »	52.43	0.65	» »	100.58	-0.069
3	44.71	0.242	0.410	0.005	0.0014	» »	» »	51.48	0.75	2.65	100.26	-0.012
4	46.24	0.004	1.060	0.036	0.0072	» »	» »	53.22	0.15	0.43	101.15	-0.039
5	46.55	0.073	1.190	0.033	0.0013	» »	» »	53.54	He опр.	He опр.	101.40	-0.035
6	45.20	0.003	0.247	0.026	0.0080	» »	0.023	50.36	1.40	3.43	100.70	-0.071
7	45.59	0.175*	He опр.	0.011	0.0030	0.006	He обн.	50.89	3.00	0.13	99.81	-0.096
8	45.60	0.087	0.007	0.035	0.0098	0.333	0.070	51.35	2.50	He опр.	99.75	-0.046
9	47.08	0.001	He опр.	0.008	0.0020	0.006	He обн.	53.44	0.20	0.20	100.93	-0.025
10	46.43	0.096	0.020	0.018	0.003	He опр.	0.030	51.64	0.60	0.40	99.40	-0.051
11	47.10	0.027	0.139	0.017	0.002	» »	0.042	52.42	0.47	—	100.37	-0.057
12	46.22	0.004	0.003	He опр.	0.0048	0.083	0.080	52.28	0.98	0.25	99.92	-0.030
13	47.02	0.044	0.099	0.009	0.0004	0.084	He обн.	53.23	0.33	0.04	100.86	-0.034
14	46.40	1.49*	0.022	0.005	0.0015	He опр.	» »	51.71	1.33	0.14	101.10	-0.061
15	46.07	1.92*	He опр.	0.015	0.173	0.029	0.012	52.13	0.30	0.05	100.70	-0.033
16	44.08	0.010	0.007	0.006	0.0007	He опр.	0.028	45.37	He опр.	He опр.	97.78	-0.207
17	46.03	0.118*	0.013	He опр.	0.0011	0.072	0.190	52.46	0.95	1.00	100.83	-0.015
18	44.10	0.0002	0.022	0.006	0.0018	He опр.	0.035	48.92	2.50	2.90	98.49	-0.069
19	45.87	0.172*	0.068	0.009	0.0030	0.023	He обн.	49.27	2.29	1.68	99.41	-0.131
20	46.55	0.002	0.012	0.005	0.0010	He опр.	» »	53.43	0.23	0.17	100.40	-0.001
21	47.20	0.004	He опр.	0.024	0.0010	0.001	» »	54.08	0.08	0.10	101.49	-0.015
22	46.08	0.016	0.015	He опр.	0.005	He опр.	» »	51.57	1.30	0.90	99.89	-0.041
23	47.31	0.012	0.010	0.004	0.250*	0.440*	0.013	51.50	0.73	He опр.	99.78	-0.129
24	47.52	0.016	0.018	0.013	0.002	He опр.	0.024	52.10	0.35	» »	100.04	-0.041
25	47.27	He обн.	0.010	0.006	0.003	» »	0.045	52.40	0.63	» »	100.37	-0.069
26	46.44	0.017	0.106	0.046	0.002	» »	He обн.	51.00	0.38	1.65	99.64	-0.093
27	46.31	0.005	0.065	He опр.	0.004	» »	0.012	51.59	0.83	1.04	99.85	-0.053
28	46.78	0.249*	0.018	0.017	0.004	» »	He обн.	52.56	0.23	0.24	99.25	-0.041
29	46.39	0.344	0.014	He опр.	0.006	» »	0.030	50.75	1.13	1.10	99.76	-0.090
30	47.6	0.10	0.11	0.09	He опр.	» »	He обн.	53.1	He опр.	He опр.	101.0	-0.060

Таблица 13 (продолжение)

№ п/п	Fe	Cu	Co	Ni	Zn	Pb	As	S	SiO ₂	Нераст- воримый остаток	Сумма	Дефицит S
31	45.8	0.26	0.33	0.25	He опр.	He опр.	He обн.	51.6	He опр.	He опр.	98.24	-0.070
32	47.4	He опр.	0.14	0.02	» »	» »	» »	51.6	» »	» »	99.16	-0.100
33	45.3	2.0	0.22	0.07	» »	» »	» »	51.5	» »	» »	99.09	-0.100
34	45.8	He опр.	0.11	0.02	» »	» »	» »	52.8	» »	» »	98.73	0
35	46.5	» »	0.14	0.06	» »	» »	» »	53.4	» »	» »	100.10	-0.010
36	46.6	» »	0.30	0.20	» »	» »	» »	53.4	» »	» »	100.5	-0.020
37	45.25	0.003	0.028	0.020	0.0011	» »	0.012	50.12	1.80	2.40	99.63	0
38	47.25	0.002	He опр.	0.009	0.0010	0.006	0.240	53.14	0.28	0.07	100.76	-0.043
39	46.40	0.003	» »	0.019	0.0030	0.002	He обн.	53.40	0.30	0.48	100.60	-0.007
40	46.81	0.002	» »	0.016	0.0010	0.003	» »	53.29	0.75	0.90	106.71	-0.026
41	46.51	0.007	» »	0.011	0.0020	0.004	» »	52.80	0.93	0.55	100.80	-0.021
42	43.93	0.010	» »	0.010	0.0030	0.001	» »	49.55	2.40	3.28	99.20	-0.025
43	46.23	0.066	0.066	0.047	0.007	He опр.	0.015	51.95	1.05	Нет	99.44	-0.046
44	45.50	0.043	He опр.	0.011	0.026	0.060	He обн.	50.85	3.58	0.22	100.27	-0.053
45	47.11	0.142*	0.019	0.022	0.003	He опр.	0.005	52.10	0.38	He опр.	99.79	-0.071
46	46.82	0.449*	0.194	0.009	0.005	» »	0.035	52.23	0.68	» »	100.43	-0.057
47	45.67	2.35*	0.078	0.026	0.005	» »	0.025	50.70	1.45	» »	100.30	-0.026
48	47.36	0.021	0.388	0.055	0.004	» »	0.300	52.75	0.33	» »	101.70	-0.070

Примечание. Месторождения, рудопоявления, породы: 1—2 — Сальтабьинское, кварцевая жила (1), мрамор (2); 3 — руч. Нягариношор, гранит; 4—6 — р. Хадата, кварцевая жила в эклогитах (4), амфиболит (5,6); 7—8 — руч. Лидашор, кварцевая жила с пирротином, халькопиритом (7), кварцевая жила в сланцах (8); 9 — р. Гэна-Хадата, фельзит; 10—18 — Немурьюганское, скарн (10), кварцевая жила в скарне (11), биотитовая оторочка скарна (12), кварцевая жила с магнетитом (13, 14), кварцевая жила с халькопиритом, борнитом (15), кварц-полевошпатовый метасоматит (16), сланец серицит-кварцевый углистый (17, 18); 19 — Лонготьюганское, сланец кварц-биотит-хлоритовый; 20—21 — руч. Магнетитовый, грейзен (20), вторичный кварцит (21); 22—23 — Желтая Гора, щелочные метасоматиты; 24—36 — Харьейское рудное поле, кварцевая жила (24), пирит (25, 26), окварцованный сланец (27), амфиболит с магнетитом (28), стильномелановый скарноид (29), псевдоморфоза по пирротину, кварцево-рудные жилы (30—36); 37—38 — руч. Медный, графитовидный сланец (37), пирит-альбитовая жила (38); 39—42 — р. М. Харьей, амфиболиты эпидотизированные (39, 40), щелочные метасоматиты (41, 42); 43 — Бадьяганское, кварцевая жила; 44—45 — Полиметаллическое, амфиболит; 46—48 — Ханмейское, эпидот-кварцевые жилы. Анализы 30—36 микронзондовые, аналитик О. А. Яковлева; 1—29, 37—48 — аналитик Л. П. Павлов. Низкая «сумма» и значительный дефицит анионов в ан. 16 могут быть обусловлены примесью селена. Звездочкой отмечены примеси халькопирита, сфалерита, галенита.

Устанавливаются также высокие отрицательные коэффициенты парной корреляции содержаний пирита с молибденитом и сфалеритом (табл. 4—6). Характер корреляционных связей пирита с другими сульфидами рассматривается как результат тенденции к пространственному обособлению пиритовой минерализации.

Состав пирита охарактеризован в табл. 13. Анализ этих данных показывает, что наряду с малопримесным пиритом в районе распространен кобальт-пирит (1. 19 % Co), отмечающийся в амфиболитах. Содержание кобальта в пирите преобладает над содержанием никеля. Изредка встречается медистый пирит.

В составе пирита установлены 19 элементов-примесей, содержание которых определялось количественным (табл. 14) и приближенно количественным спектральными анализами (в г/т): Mn — 0—700; Bi — 0—50; Mo — 1—700; Cd — 3—700; Zr — 300—800; Mg — 30—3000; Si — 100—10000; Al — 100—5000; Y — 0—300; Sn — 0—70. Корреляционный анализ распределения элементов-примесей в пирите (рис. 23) приводит к выводу о неструктурной природе большинства из них, обусловленной включениями алюмосиликатов и сопутствующих сульфидов. В качестве изоморфных в ряде случаев могут рассматриваться Ni, Co, As, а также Ag и Cu.

Высокие содержания меди во всей выборке (1476 г/т) и в «рудных» пиритах месторождений различного минерального типа (1474—3955 г/т), а также в пиритах метаморфогенных кварцевых жил с сульфидами в амфиболитах (1928 г/т) обусловлены включениями халькопирита. Содержание меди в пирите является показателем интенсивности их раздробленности и в какой-то мере масштаба халькопиритовой минерализации. Более низкие значения меди установлены в пиритах из амфиболитов (569 г/т), но и здесь отмечаются микровключения халькопирита.

В целом отмечается закономерность возрастания содержания меди в пиритах соответственно возрастанию основности вмещающих пород, т. е. согласуется с кларками меди в породах. Пириты вторичных кварцитов содержат минимальные количества меди — 62 г/т, кварц-полевошпатовых метасоматитов и фельзитов — 133 г/т, кварц-серицит-хлоритовых сланцев — 230 г/т, амфиболитов — 569 г/т. Однако региональный кларк меди сланцев выше, чем амфиболитов — 180 и 52—111 г/т соответственно. Это по всей видимости связано с повышенными содержаниями меди в сланцевых породах зоны глубинного разлома, контролирующего размещение объектов Западно-Харьбийской зоны, как это устанавливается и для ряда других элементов — свинца, молибдена, олова.

Среднее содержание никеля в пиритах 289 г/т. Наиболее высокие содержания устанавливаются для пиритов метаморфогенных жил в амфиболитах ханмейхойской свиты — 1090 г/т, из которых, очевидно, и заимствован никель. Для остальных локатипов пирита устанавливается отчетливая зависимость содержаний никеля от его содержания в породе. Так, в пиритах из амфиболитов

Таблица 14

Содержание элементов-примесей в пиритах различных локалитетов Харьейского антиклинария

Локалитеты пирита	N	Cu		Ni		Ag	
		X	V, %	X	V, %	X	V, %
Руды молибденитовые	5	1474	135	463	104	25	131
Руды халькопиритовые	10	3712	88	133	114	27.8	140
Метаморфогенные жилы с Пт, Хл	11	1928	85	1090	139	5.69	150
Сланцы углистые, серицит-хлоритовые	16	230	90	134	124	0.64	138
Амфиболиты, диабазы	9	569	144	229	64	1.65	122
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	9	133	62	30	143	0.43	47
Скарны Sn-W-Mo	9	1881	117	56	107	8.73	190
Скарны Sn-Fe	4	3955	92	86	91	11.8	55
Вторичные кварциты	3	62	110	110	9	2.7	107
В целом	75	1426	153	289	237	8.38	497

Таблица 14 (продолжение)

Локалитеты пирита	N	V		Ti		Cr		As	
		X	V, %	X	V, %	X	V, %	X	V, %
Руды молибденитовые	5	16	225	80	94	48	135	384	92
Руды халькопиритовые	10	7.2	122	250	125	35	163	669	134
Метаморфогенные жилы с Пт, Хр	11	6.5	117	196	144	35	177	22	223
Сланцы углистые, серицит-хлоритовые	16	10	100	642	110	80	66	384	164
Амфиболиты, диабазы	9	7.8	118	674	96	32	150	230	178
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	9	8	78	407	62	24	150	556	139
Скарны Sn-W-Mo	9	Необн.	—	50	80	30	187	296	77
Скарны Sn-Fe	4	15.8	78	45	112	40	115	375	20
Вторичные кварциты	3	4.7	172	310	123	Необн.	—	Необн.	—
В целом	75	9.37	132	354	37	42	124	348	173

Примечание. X — среднее арифметическое, г/т; V — коэффициент вариации, %
Аналитик Г. Е. Юшкова

содержание никеля 229 г/т, из сланцев вулканогенно-осадочных толщ — 134, из вторичных кварцитов по вулканитам основного состава — 110, минимальные содержания никеля отмечены в пиритах апосланцевых скарнов (56—86 г/т) и кварц-полевошпатовых метасоматитов (30 г/т).

Высокими содержаниями никеля выделяются пириты Харьейского месторождения — 463 г/т, что обусловлено эндогенным генезисом пиритовой минерализации и глубиной заложения зоны разлома, контролирующей размещение месторождения. Отметим, что на Харьейском месторождении известна и собственно никелевая минерализация — ульманнит, полидимит.

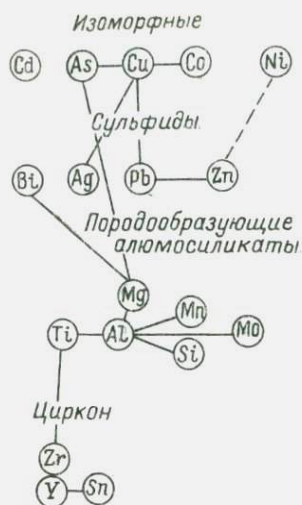


Рис. 23. Схема корреляционных связей элементов-примесей в пирите.

Среднее содержание серебра в пиритах 8.78 г/т. Наиболее высокие содержания серебра характерны для «рудных» пиритов месторождений — 8.73—27.8 г/т, особенно сульфидных молибденитовых — 25 г/т и халькопиритовых — 27.8 г/т. Пириты месторождений с преобладающей силикатно-окисной рудной минерализацией содержат серебра в 2—3 раза меньше — 8.7—11.8 г/т. Несколько ниже (5.69 г/т) содержание серебра в пиритах метаморфогенных жил в амфиболитах и вторичных кварцитах (2.7 г/т). И наиболее низкие содержания серебра установлены

в пиритах амфиболитов — 1.65 г/т, серицит-хлоритовых, в том числе углистых, сланцев — 0.64 г/т и кварц-полевошпатовых метасоматитов — 0.43 г/т.

Повышенные содержания серебра характерны исключительно для пиритов зон развития продуктивной минерализации. Это свидетельствует наряду с высокими коэффициентами парной корреляции серебра и меди об явно наложенном характере примеси серебра в пиритах. Таким образом, содержание серебра в пирите можно использовать в качестве критерия рудоносности. Индикаторные значения рудоносности: менее 10 г/т — безрудные, 10—100 г/т — неясных рудоперспектив, более 100 г/т — рудоперспективные.

Среднее содержание мышьяка в пиритах 348 г/т. Наиболее высокие содержания установлены в пиритах халькопиритовых руд — 669 г/т и кварц-полевошпатовых метасоматитов — 556 г/т. Более низкие содержания мышьяка в пиритах сланцев и молибденитовых руд — 384 г/т, скарнов — 296 г/т. Еще меньше мышьяка содержится в пиритах из амфиболитов — 230 г/т. Наконец, минимальные содержания мышьяка в пиритах метаморфогенных жил в амфиболитах — 22 г/т.

Отмечается, что в рудных пиритах содержание мышьяка повышается к флангам рудоносной зоны, т. е. от редкометалльных объектов к полиметаллическим. Возможно, содержание мышьяка есть функция температурных условий образования.

Среднее содержание ванадия в пиритах 9.37 г/т, причем локатипы по содержанию ванадия мало различаются. Несколько выделяются повышенными содержаниями ванадия пириты молибденитовых руд — 16 г/т, а также пириты железорудных скарнов (15.8 г/т), в которых пирит, как правило, развивается по магнетиту с содержанием ванадия 560—670 г/т и, очевидно, его

заимствует. Подтверждением этому служит отсутствие ванадия в пиритах редкометалльных скарнов, представляющих единое рудное поле с железорудными скарнами, но в них пирит развивается в силикатной и карбонатной матрицах.

В пределах группы метаморфогенных пиритов содержание ванадия увеличивается в соответствии с возрастанием основности пород. Пириты кварцевых жил содержат ванадия значительно меньше — $80 \div 250$ г/т, причем, чем больше ванадия во вмещающих жилах породах, тем его больше и в пиритах жил. Наконец, минимальные содержания ванадия (45 г/т) установлены в пиритах, развивающихся в карбонатной матрице.

Среднее содержание титана в пиритах 354 г/т. Отмечается зависимость содержания титана в пирите от его содержания в породе. Максимальные содержания характерны в первую очередь для «метаморфогенных» пиритов.

Среднее содержание цинка в пиритах 32,7 г/т. Наиболее низкие содержания цинка в пиритах скарнов — 17 г/т, несколько выше в пиритах сланцев — 22 г/т и кварц-полевошпатовых метасоматитов — 23 г/т. Наиболее высокие содержания установлены в пиритах амфиболитов (36 г/т) и рудных зон вне связи со сфалеритовой минерализацией (43 г/т). Содержание цинка более 1000 г/т обусловлено примесью сфалерита. Таким образом, содержание цинка в пиритах позволяет отличать продуктивные зоны от непродуктивных.

Свинец отмечен в 36 % проб. Среднее содержание 10,4 г/т (что немногим выше чувствительности анализа — 10 г/т), а без учета нулевых значений — 33 г/т. Пириты зон с продуктивной минерализацией часто содержат повышенные количества свинца — 230—840 г/т и даже 3330 г/т.

Среднее содержание кобальта в пиритах 1538 г/т. Отмечается отчетливая зависимость кобальтости пирита от состава вмещающих пород. Максимальные содержания кобальта установлены в пиритах из амфиболитов — 5850 г/т, в пиритах сланцев — 390 г/т, в пиритах кварц-полевошпатовых метасоматитов — 98 г/т. Рудные пириты характеризуются повышенным содержанием кобальта: в скарнах — 585 г/т, в халькопиритовых рудах — 1267 г/т. В ряду рудных пиритов отмечается возрастание его кобальтости к флангам зоны, в направлении от редкометалльных объектов к полиметаллическим.

Проведенный анализ позволяет разделить элементы-примеси на индикаторы рудоносности и элементы, заимствованные из вмещающих пород. Для ряда элементов такое разделение невозможно, что обусловлено наличием принципиально различных генотипов пирита — метаморфогенных и рудных. Индикаторная роль отчетливо проявляется у серебра, свинца, цинка, в меньшей мере у меди, кобальта и никеля. Ванадий и титан заимствованы из вмещающих пород и отражают их геохимическую специфику.

Весьма информативным оказалось использование ковариаций никеля и серебра в пиритах (рис. 24). По содержанию этих

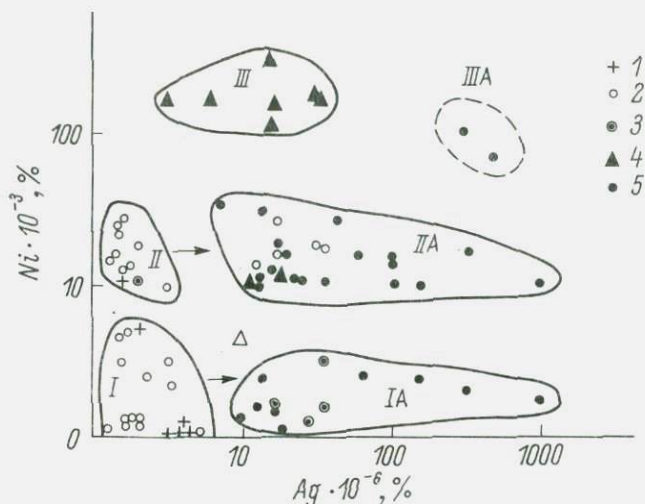


Рис. 24. Ковариации содержаний серебра и никеля в пиритах различных локалитетов.

Пириты: 1 — кварц-полевошпатовых метасоматитов; 2 — кварц-серцит-хлоритовых сланцев; 3 — скарнов; 4 — кварцевых жил в амфиболитах; 5 — рудных зон. Поля: I — терригенные сланцы, в том числе апосланцевые метасоматиты; IA — рудные зоны в сланцевых толщах; II — вулканогенные сланцы; IIA — рудные зоны в вулканогенных сланцах; III — амфиболиты; IIIA — рудные зоны в амфиболитах.

элементов пириты отчетливо разделяется на ряд полей, соответствующих определенным локалитетам. Пириты в щелочных метасоматитах, кварц-хлорит-серцитовых сланцах (поле I), пириты скарнов и зон месторождений вне связи с продуктивной минерализацией (поле IA), пириты амфиболитов и сланцев основного состава (поле II), пириты месторождений зон продуктивной минерализации (поле IIA), пириты метаморфогенных кварцевых жил с сульфидами в амфиболитах (поле III). Поле IIIA выделено условно.

По содержанию никеля пириты отчетливо разделяются на три группы, согласно содержанию никеля в породах субстрата. По содержанию серебра пириты разделяются на две группы — «нерудные» и «рудные». Причем в пиритах рудных зон содержание серебра всегда более 10 г/т, а пириты из вмещающих пород содержат серебра менее 60 г/т. Обращает внимание, что поле повышенной сереброносности пиритов шире, чем поле развития продуктивной минерализации, что позволяет использовать содержание серебра в качестве индикатора рудоносности.

Для выяснения причин вхождения элементов-примесей в пириты и был проведен факторный анализ по методу главных компонент. Зависимость факторов от параметров и матрица факторных нагрузок приведены в табл. 15. Интерпретация полученных гипотетических факторов, основанная на их сопоставлении с минералогическими и геологическими данными, свелась к следующим

реальным факторам. Ф-1 может быть интерпретирован как состав околорудных метасоматитов, Ф-2 — как показатель энергоемкости гидротермального процесса, так как по его значениям наиболее контрастно разделяются «рудные» и метаморфогенные пириты; Ф-3 близок к параметру, описывающему региональную минералогическую зональность, и интерпретируется как приближение к рудораспределяющим центрам; Ф-4 может быть интерпретирован как температура минералообразования, так как его значения определяются положительно элементами, характерными для низкотемпературных ассоциаций, и отрицательно — для высокотемпературных.

Поля пиритов различных локатипов хорошо различаются в координатах Ф-I и Ф-II (рис. 25). Следует отметить, что расположение полей в координатах этих факторов и полей пиритов по содержанию никеля и серебра близки. Действительно, изменчивость Ф-I определяется составом пород, а его отрицательные значения — содержанием никеля; изменчивость Ф-II определяется в основном примесями серебра и меди, т. е. в основном ковариациями содержания никеля и серебра. Отметим, что значению Ф-II более —0.5 отвечают только «рудные» пириты, аналогично содержанию серебра в рудных пиритах более 60 г/т.

Типоморфным является и сам характер ассоциации примесей пирита. Так, для пирита Лонготьюганского блока характерна ассоциация примесей Mo—Ni—Ag—As; для пирита Харбейского блока — Co—Ni—Cu—As—Ag; для пирита Ханмейского блока — Ni—Co—Cu—Cd—As.

Таким образом, типохимизм пирита Западно-Харбейской рудоносной зоны отчетливо отражает закономерности регионального и локального размещения пирита, состав сопутствует продуктивной минерализации.

В качестве примера практического использования типохимизма пиритов приведем следующий пример. В кварцевых жилах

Таблица 15
Зависимость факторов от параметров ($\times 10^{-2}$)

	Be	As	Mn	Pb	Bi	Mo	Cu	Cd	Ag	Zn
Ф-1	11	15	16	13	13	13	11	6	6	15
Ф-2	—6	16	—19	8	0	—4	29	11	33	13
Ф-3	—37	—3	16	—32	—24	26	24	—13	9	—6
Ф-4	6	—32	3	20	22	11	8	—11	23	22

Таблица 15 (продолжение)

	Ti	Co	Ni	Zr	Mg	Si	Al	Y	Sn
Ф-1	16	7	—10	12	18	7	17	9	3
Ф-2	—12	16	—2	—14	2	—19	—18	—4	—8
Ф-3	—8	27	—6	12	—20	5	7	30	29
Ф-4	—10	—34	—35	2	—26	15	—17	10	33

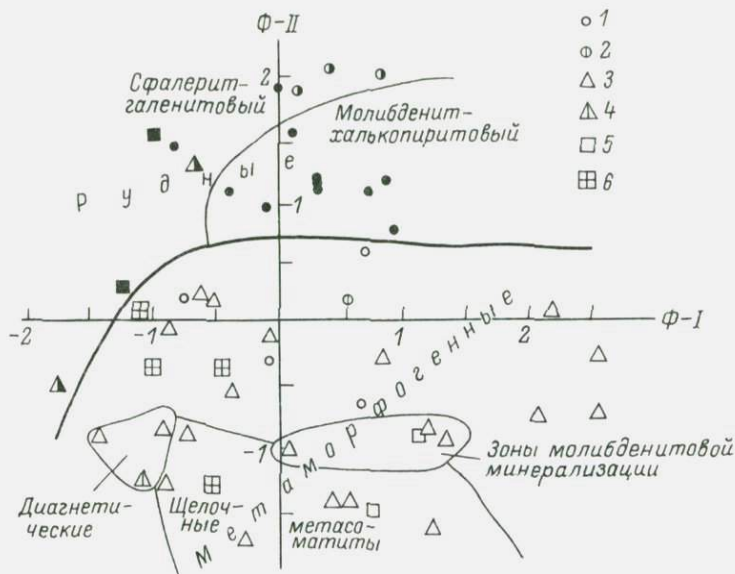


Рис. 25. Поля локатипов пирита в координатах условных факторов (см. табл. 16). Месторождения и рудопрооявления: 1 — Ханмейское; 2 — Ревушее; 3 — Харбейское; 4 — Лонготьюганское; 5 — Желтая Гора; 6 — Сальтальбинское. Знаки «рудных» пиритов закрашены.

руч. Малахитового установлена пиритовая минерализация, в пирите отмечены повышенные содержания цинка, меди, свинца, висмута, серебра (рис. 24, поле IIIA). В соответствии с выводами об индикаторной роли этих примесей мы считаем этот участок перспективным на обнаружение редкометалльно-полиметаллического оруденения харбейского типа.

Параметр элементарной ячейки пирита варьирует в интервале 5.415—5.418 Å. Твердость микровдавливания ($P=150$ г) пирита Харбейского месторождения 1135—1557 кгс/мм².

Исследования термоэлектрических свойств пирита (табл. 16) показали, что пирит, ассоциирующий с халькопиритовой и молибденитовой минерализацией, имеет n -тип проводимости и разброс значений для отдельных кристаллов пирита и отдельных рудных тел невелик. Пирит в ассоциации с галенитом имеет n -тип или $n-r$ -тип проводимости.

Пирит из зон развития сфалерит-пирротиновой, а также магнетитовой минерализации имеет смешанный тип проводимости при преобладании n -типа. Образцы из зон пиритизации по различным породам и кварцевых жил с чисто пиритовой минерализацией также характеризуются смешанным типом проводимости, но при преобладании r -типа. Все пириты со смешанным типом проводимости характеризуются большой дисперсией значений термоэдс, положительные значения обычно выше отрицательных.

Детальное изучение вариаций значений термоэдс в кристаллах показало следующее. В кристаллах с *n*-типом проводимости во всех случаях устанавливается уменьшение значений термоэдс по направлению к контакту с другими минералами или к границе между индивидами. Отмечено в ряде случаев, что зоны положительных значений термоэдс пирита в прожилках располагаются в верхних частях кристаллов.

Существует мнение, что пириты *p*-типа образуются при более низких температурах, чем пириты *n*-типа (Горбатов, 1957; Некоторые электрофизические свойства. . ., 1972; Smith, 1947). Однако экспериментальные исследования показывают, что тип проводи-

Таблица 16

Термоэлектрические свойства пирита

№ п/п	Тип проводимости	Значения термоэдс, мВ		Минералы в сростании (в ассоциации)
		пределы колебаний	среднее	
1	<i>n</i>	1.92 ÷ 3.26	-2.76	Халькопирит (молибденит)
2	<i>n</i>	2.80 ÷ 12.0	-7.8	Халькопирит
3	<i>n</i>	1.2 ÷ 6.5	-2.85	(Халькопирит, молибденит)
4	<i>n</i>	2.7 ÷ 4.4	-3.2	Халькопирит
5	<i>n</i>	0.3 ÷ 12.8	-4.45	»
6	<i>n</i>	1.38 ÷ 1.40	-1.39	(Молибденит)
7	<i>n</i>	4.4 ÷ 23.0	-14.9	Галенит (халькопирит, сфалерит)
8	<i>n</i>	4.3 ÷ 5.5	-5.01	Халькопирит
9	<i>n</i>	5.3 ÷ 6.3	-5.9	Халькопирит (борнит)
10	<i>p-n</i>	-6.30 ÷ +5.55	-2.10	(Галенит, халькопирит, сфалерит)
	<i>n</i>	4.02 ÷ 6.30	-4.98	
	<i>p</i>	1.08 ÷ 5.55	3.65	
11	<i>p-n</i>	-11.4 ÷ +1.99	-4.80	Сфалерит, пирротин
	<i>n</i>	0.1 ÷ 11.4	-5.42	
	<i>p</i>	1.99	1.99	
12	<i>p-n</i>	-7.8 ÷ +14.3	-0.63	Магнетит
	<i>n</i>	0.08 ÷ 7.8	-2.69	
	<i>p</i>	0.3 ÷ 14.3	5.43	
13	<i>p-n</i>	-3.16 ÷ +10.03	-2.21	»
	<i>n</i>	1.54 ÷ 3.16	-2.31	
	<i>p</i>	1.45 ÷ 10.03	5.61	
14	<i>n-p</i>	-3.87 ÷ +8.0	0.17	Отсутствуют
	<i>n</i>	1.14 ÷ 3.87	-2.41	
	<i>p</i>	0.36 ÷ 8.0	3.93	
15	<i>n-p</i>	-6.3 ÷ +10.1	2.67	»
	<i>n</i>	4.02 ÷ 6.3	-4.98	
	<i>p</i>	2.4 ÷ 10.1	7.02	
16	<i>n-p</i>	-10.6 ÷ +15.6	1.88	»
	<i>n</i>	0.4 ÷ 10.6	-3.17	
	<i>p</i>	0.4 ÷ 15.6	6.92	
17	<i>n-p</i>	-1.7 ÷ +14.5	4.15	»
	<i>n</i>	0.6 ÷ 1.7	-1.07	
	<i>p</i>	1.0 ÷ 14.5	5.88	

Примечание. 1-3 — Ханмейское; 4-6, 14 — Верхнеханмейское; 7, 10 — Ревусее; 8, 16 — Бадьяюганское; 9, 15, 17 — Харбейское; 11 — Желтая Гора; 12 — Немурьюганское; 13 — Разломное.

мости пирита мало зависит от температуры его образования (Войткевич и др., 1965), но изменяется при отжиге — после нагревания все пириты имеют *n*-тип проводимости (Титаренко, 1973). Некоторые исследователи считают, что проводимость определяется условиями среды — величинами pH и Eh (Сейфуллин, Пономаренко, 1982).

Известно, что характер проводимости в конечном счете определяется соотношением донорных и акцепторных носителей зарядов. Отрицательная проводимость обуславливается (Шуй, 1979) вакансиями серы и донорными примесями (Cu, Co, Ni, Ag и др.), а положительная — вакансиями железа и акцепторными примесями (As). В нашем случае устанавливается, что *n*-тип проводимости характерен для пирита, ассоциирующего с халькопиритом и обладающего дефицитом серы. Учитывая, что халькопирит замещает пирит с вероятным заимствованием серы, мы объясняем проводимость пирита *n*-типа дефицитом серы. Таким образом, пириты *n*-типа служат прямым указанием на наличие наложенной продуктивной минерализации.

В целом возможности метода термоэдс, по нашему мнению, для оценки рудоперспектив весьма ограничены, поскольку индикатором является тип проводимости, указывающий на наличие продуктивной минерализации. Это устанавливается обычным визуальным методом или минералогическим (минераграфическим) анализом без дополнительных затрат.

Молибденит. Это один из основных минералов Западно-Харьбейской рудоносной зоны. Он является главным минералом объектов шеелит-халькопирит-молибденитового типа, второстепенным в объектах молибденит-пирит-халькопиритового типа и аксессуарным в некоторых полиметаллических проявлениях (рис. 22). Анализ корреляционных связей молибденита с другими рудными минералами (табл. 4, 5) показывает, что его содержания значимо коррелируют: положительно с шеелитом и отрицательно с другими сульфидами — халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном. Поскольку реакционных взаимоотношений молибденита с другими сульфидами не наблюдалось, характер его корреляционных связей мы интерпретируем как результат пространственного обособления молибденита от других сульфидов.

Состав молибденита изучался только в отношении примесей, так как соединение MoS_2 в высшей степени стехиометрично и не наблюдается отклонений в содержании серы даже у ромбоэдрических и гексагональных политипов (Newberry, 1979). В составе исследуемого молибденита установлены 22 малых элемента, присутствие которых, судя по результатам корреляционного анализа (рис. 26), обусловлено в основном соответствующими минеральными включениями. Включения представлены, судя по результатам минералогического и корреляционного анализа, алюмосиликатами, силикатами, сульфидами меди, свинца и цинка, шеелитом.

Согласно корреляции элементов, в молибдените Лонготьюган-

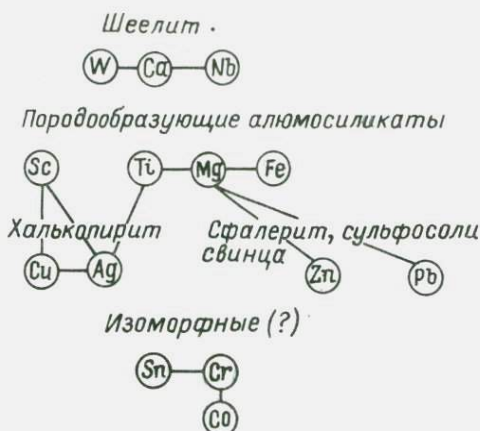


Рис. 26. Схема корреляционных связей элементов-примесей в молибдените.

ского рудопроявления, вероятно, присутствуют включения шеелита — минерала, не обнаруженного здесь до настоящего времени.

Содержание некоторых малых элементов имеет важное типоморфическое значение. Так, содержание меди в молибдените повышается в объектах с севера на юг Западно-Харьбейской рудоносной зоны (в г/т): Сальтальбинское — 3, Лонготьюганское — 10, Харьбейское — 40, Ханмейское — 50, явно коррелируя с масштабами проявления постмолибденитовой минерализации. Содержания свинца и бария, напротив, уменьшаются в направлении от центра зоны на южный фланг (табл. 17). Синтенсивностью развития медно-полиметаллической минерализации в зоне увязывается и содержание в молибдените рения (табл. 17), что подтверждает известную закономерность увеличения ренистости молибденита медно-молибденовых месторождений относительно молибденовых (Иванов и др., 1969).

Рентгеноструктурные исследования показали, что исследуемый молибденит представлен двумя политипными модификациями — 2Н и 3R (табл. 18). Рассчитанные по рентгенограммам качания параметры элементарной ячейки 2Н-молибденита: $a_0 = 13.16 \pm 0.024 \text{ \AA}$, $c_0 = 12.30 \pm 0.04 \text{ \AA}$; 3R-молибденита: $a_0 = 13.16 \pm 0.02 \text{ \AA}$, $c_0 = 18.40 \pm 0.05 \text{ \AA}$. Изучение 43 образцов молибденита из рудопроявлений различных типов показало, что в них абсолютно преобладает гексагональная модификация. Ромбоэдрическая модификация в смеси с гексагональной (обычно в соотношении 1 : 9) установлена в 14 % проб. В двух пробах обнаружен чистый 3R-политип. Установлено, что встречаемость политипа 3R не зависит ни от размера выделений молибденита, ни от степени его деформаций в зонах тектонических нарушений и при подготовке к анализу. Все это позволяет предполагать, что распределение 3R-политипа несет в себе первичную генетическую информацию.

Таблица 17

Среднее содержание элементов-примесей в молибдените (в г/т)

Элементы	Месторождения и рудопроявления		
	Ханмейское	Харбейское	Лонготьюганское
Вольфрам	Не обн.	Не обн.	2500
Свинец	20	40	130
Барий	180	300	350
Рений	Не опр.	758	165
Теллур	» »	20	Не опр.
Селен	» »	60	» »
Интенсивность постмолибденитовой минерализации, %	56	43	17

Примечание. Теллур и селен — по данным С. М. Баситовой (1950), Н. М. Хрушова и др. (1960), В. Е. Гороховой (1964), В. В. Иванова, Ю. А. Тархова (1973). Рений — с учетом указанных работ. Интенсивность — по данным количественного минералогического анализа.

Таблица 18

Встречаемость политипных модификаций молибденита в различных объектах Западно-Харбейской рудоносной зоны

Месторождения, рудопроявления	Встречаемость политипов, %			Интенсивность постмолибденитовой минерализации, %
	2H	2H+3R	3R	
Ханмейское (7)	71	29	0	56
Бадьяюганское (2)	50	50	0	86
Харбейское (23)	87	13	0	43
Лонготьюганское (9)	56	33	11	17
Немурьюганское (1)	0	0	100	3
Сальтальбинское (1)	100	0	0	Не рассчитывалась

Примечание. В скобках — число проанализированных проб.

Анализ полученных данных (табл. 18) показывает, что закономерности в пространственном распределении политипов не наблюдаются. Однако усматривается некоторая тенденция сокращения встречаемости 3R-политипа с переходом из центральных частей Западно-Харбейской рудоносной зоны на фланги. 3R-политип установлен только в объектах центральной части зоны — Немурьюганском и Лонготьюганском рудопроявлениях.

Причинами, приводящими к образованию 3R-молибденита, различные авторы считают: фугитивность серы (Clark, 1970), состав и количество структурных примесей (Сомина, 1966), $P-T$ условий кристаллизации (Бадалов и др., 1971; Арутюнян, Хуршудян, 1966), скорость охлаждения (Политипы молибденита. . ., 1968), механизмы роста (Зеликман и др., 1976). Критический анализ всех данных (Newberry, 1979) показал, что на изменение структуры наибольшее влияние оказывают величина примесей и скорость охлаждения (Верма, Кришна, 1969). Отметим,

что на структуру молибденита оказывает влияние и характер субстрата, по которому он метасоматически развивается. Как показали наши исследования, 3R-политип развивается по минералам высших сингоний (гранат, магнетит), в то время как 2H-политип — по минералам низших сингоний (кварц, полевые шпаты).

Изучение дисперсии отражательной способности молибденита обнаружило, что кривые отражения имеют самый различный вид — от почти прямых до имеющих сложную форму с характерными экстремумами (рис. 27). Наиболее представительные кривые с максимумами при 480, 620—640, 680—690 нм характеризуют базальные плоскости кристаллов.

Анализ кривых отражения показывает, что положение максимумов в области 620—640 и 680—690 нм могут служить важной конституционной характеристикой молибденита. По мнению Н. И. Шумской с соавторами (1974), смещение этих максимумов в длинноволновую область свидетельствует о присутствии в молибдените ромбоэдрической модификации. Этими авторами предлагается различать политипные модификации, сравнивая абсолютные значения отражательной способности при 620 и 640 нм: когда $R_{620} > R_{640}$ диагностируется 2H-политип, а если $R_{620} < R_{640}$ — 3R-политип.

В нашем распоряжении были кривые отражения, полученные с 16 гексагональных, 5 смешанных и одного ромбоэдрического молибденитов, политипия которых определялась рентгеноструктурным анализом. Проведенные нами исследования не подтверждают существования четкой зависимости положения максимумов отражения от политипии. Так, в пределах одного зерна 2H-молибденита получены кривые с различным положением максимумов. Для 3R-молибденита также получены различные варианты кривых — 3R- и 2H-типов. Обобщая имеющиеся данные, мы приходим к выводу, что модификации молибденита оптически различаются, но определить их количественные отношения не представляется возможным. Кроме вышеупомянутых максимумов на некоторых кривых отмечаются дополнительные максимумы при 440 и 520 нм. Первый из них встречается чаще и харак-

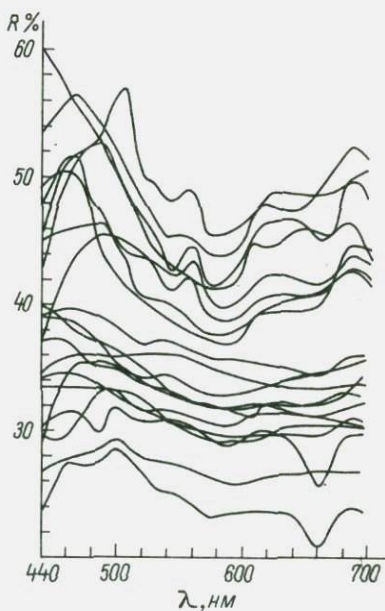


Рис. 27. Кривые дисперсии отражательной способности молибденита.

теризуется значительной величиной $R = 58-70\%$, этот максимум отмечен у обоих политипов. Отчетливо выраженный максимум в области 520 нм был получен в одном случае, но на многих кривых в этой области наблюдались слабо выраженные подъем или изгиб. По данным Вогана Д. и Крейга Д. (1981), появление этого максимума объясняется реализацией в электронном строении молибденита перехода второго рода.

Как показали проведенные исследования, важную генетическую информацию несут физические свойства молибденита: плотность, твердость микровдавливания, электропроводимость и некоторые другие (Литошко, 1983).

Плотность молибденита изменяется от 4.56 до 4.97. Причем наблюдается отчетливое уменьшение его плотности (рис. 28, а) в ряду объектов в направлении с севера на юг, т. е. устанавливается связь уменьшения плотности молибденита с интенсивностью проявления постмолибденитовой минерализации и его региональным положением.

Однако на Харбейском месторождении плотность молибденита из первой подзоны, наиболее обогащенной постмолибденитовой минерализацией, составила 4.81—4.97 г/см³, а из второй и третьей «мономолибденитовых» — 4.59—4.66 и 4.56—4.78 соответственно.

Мы делаем вывод, что снижение плотности молибденита обусловлено наложенными процессами. Как показали электронно-микроскопические исследования (рис. 18), молибденит, имеющий пониженную плотность, отличается «рыхлостью» чешуй. Расчет показывает, что для снижения плотности на 6—8 % достаточно величины общей пористости порядка 5—6 %, что и подтверждается данными электронной микроскопии.

Таким образом, снижение плотности молибденита обусловлено его преобразованием более поздними процессами, наиболее проявившимися на флангах Западно-Харбейской рудоносной зоны.

Твердость микровдавливания, как показали исследования, в значительной степени зависит от размеров выделений, включений других минералов, развития деформационных структур. Она характеризуется значительной анизотропией I и II рода. В целом коэффициент анизотропии I рода довольно постоянен и составляет в среднем 1.13—1.15. Коэффициент анизотропии II рода для исследуемого молибденита оценивается нами в 2.4—2.6. Твердость молибденита отчетливо понижается в направлении от центра зоны к флангам, особенно в южном направлении. Следовательно, тенденция изменения твердости молибденита аналогична тенденции изменения его плотности (рис. 28, а), что позволяет связывать вариации твердости также с интенсивностью постмолибденитовых гидротермальных процессов.

Электропроводимость является важным типоморфным свойством минералов, но в отношении молибденита подобные исследования практически не проводились (Горбатов, 1957). Изучение показало, что термоэдс молибденита из различных объектов различается как по абсолютному значению, так и по знаку (рис. 28, б).

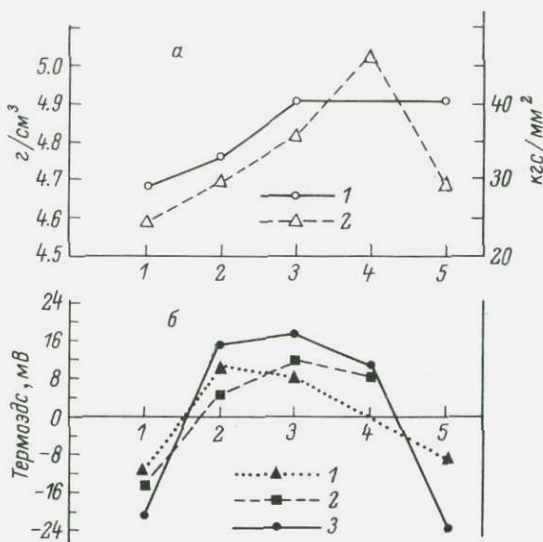


Рис. 28. Изменение средних значений основных физических свойств молибденита Западно-Харьбейской рудоносной зоны.

Месторождения и рудопроявления: 1 — Ханмейское; 2 — Харьбейское; 3 — Лонгтъяганское; 4 — Немуръяганское; 5 — Сальтальбинское; а — распределение плотности (1) и твердости (2); б — распределение величины термоэдс в положениях: 1 — нормально спайности, 2 — вдоль спайности, 3 — в базальном сечении.

Характерно, что молибдениты в пределах отдельных объектов имеют значения термоэдс одного знака. Обобщение полученных данных приводит к выводу, что величина термоэдс изменяется в ряду объектов закономерно (рис. 28, б). В направлении от центра Западно-Харьбейской рудоносной зоны на фланги проводимость молибденита изменяется от p - к n -типу и возрастают абсолютные значения термоэдс.

Наряду с приведенной выше региональной закономерностью изменения термоэдс молибденита на примере Харьбейского месторождения выявляется и локальная закономерность, выражающаяся в снижении величины термоэдс в направлении от первой подзоны (10—18 мВ) ко второй (0.7—5.9 мВ) и третьей (1.4—2.4 мВ), а в пределах подзон — в южном направлении.

Важным также представляется закономерное уменьшение величины термоэдс зерен молибденита в контактах с халькопиритом. Так, в зернах молибденита Ханмейского месторождения, контактирующих с халькопиритом, термоэдс составляет 11.2, что в два раза меньше фонового значения (20.2 мВ), а в зоне непосредственного контакта снижается до 7.0 мВ. Эти данные следует учитывать при использовании термоэлектрических свойств в качестве типоморфных.

Изотопный состав серы молибденита находится в интервале от -2 до $+6$ %, что отвечает доверительному интервалу вари-

Компонентный и фазовый состав пирротина по рентгенометрическим данным

№ п/п	Межплоскостное расстояние, Å		h_1/h_2	d'_{102}	Fe, атомн. %	Фазовый состав, %		Условия нахождения
	d_1	d_2				Н	М	
1	2.062	2.052	0.96	2.057	46.54	0	100	Гнейс гранат-биотит-амфиболовый
2	2.065	—	—	2.065	47.22	100	0	Метасоматит кварц-альбитовый
3	2.066	—	—	2.066	47.32	100	0	Жила кварцевая с сульфидами
4	2.061	—	—	2.061	46.88	100	0	То же
5	2.065	2.051	1.56	2.059	46.71	40	60	»
6	2.061	—	—	2.061	46.88	100	0	»
7	2.062	—	—	2.062	46.97	100	0	»
8	2.062	2.052	0.50	2.056	46.66	20	80	»
9	2.068	2.050	1.00	—	—	0	100	»
10	2.065	—	—	2.065	47.22	100	0	»
11	2.062	2.048	1.94	2.058	46.62	48	52	»
12	2.065	—	—	2.065	47.22	100	0	»
13	2.063	—	—	2.063	47.05	100	0	»
14	2.065	2.059 *	2.09	2.063	47.05	100	0	Метасоматит кварц-альбитовый
15	2.062	2.046	3.00	2.058	46.71	100	0	То же
16	2.063	—	—	2.063	47.05	100	0	Кварцевая жила с сульфидами
17	2.063	—	—	2.063	47.05	100	0	То же
18	2.062	2.056 *	1.00	2.059	46.71	100	0	Сланец эпидот-хлоритовый
19	2.061	—	—	2.061	46.88	100	0	Кварцевая жила с сульфидами
20	2.062	—	—	2.062	46.97	100	0	Сульфидный прожилок в сланцах
21	2.062	—	—	2.062	46.97	100	0	То же
22	2.062	2.046	4.56	2.061	46.88	90	10	Скарноид стильномелановый
23	2.062	2.048	2.70	2.056	46.46	65	35	Кварцевая жила с сульфидами
24	2.067	2.054	1.74	2.063	47.05	40	60	То же
25	2.063	2.052	1.52	2.058	46.62	35	65	Скарноид эпидот-стильномелановый
26	2.062	2.049	1.51	2.056	46.46	33	67	Кварцевая жила с сульфидами
27	2.063	2.051	1.31	2.057	46.54	23	77	То же
28	2.063	2.053	1.25	2.058	46.62	20	80	»
29	2.061	2.053	1.22	2.057	46.54	15	85	»

Таблица 19 (продолжение)

№ п/п	Межплоскостное расстояние, Å		h_1/h_2	d'_{102}	Fe, атомн. %	Фазовый состав, %		Условия нахождения
	d_1	d_2				Н	М	
30	2.060	2.051	1.13	2.054	46.29	12	88	Кварцевая жила с сульфидами
31	2.062	2.052	1.12	2.056	46.46	10	90	Сланец слюдяной, околосильный
32	2.060	2.052	1.11	2.055	46.38	10	90	Кварцевая жила с сульфидами
33	2.061	2.052	1.00	2.055	46.38	0	100	То же
34	2.062	2.052	0.79	2.056	46.46	0	100	»
35	2.062	2.052	1.00	2.057	46.54	0	100	Сланец эпидот-хлоритовый
36	2.065	2.052	1.00	2.059	46.71	0	100	Кварцевая жила с сульфидами
37	2.062	2.054	0.94	2.058	46.62	0	100	То же
38	2.063	2.053	1.00	2.058	46.62	0	100	Сланец скарнированный с сульфидами
39	2.060	2.046	1.00	2.053	46.21	0	100	Кварцевая жила с сульфидами
40	2.059	2.047	1.00	2.053	46.21	0	100	То же
41	2.062	2.052	1.00	2.057	46.54	0	100	»
42	2.070	2.055	1.85	2.065	47.22	45	55	Скарн эпидотовый с галенитом
43	2.062	2.052	1.00	2.057	46.54	0	100	Кальцит-кварцевая жила с сульфидами
44	2.062	—	—	2.062	46.97	100	0	Кварцевая жила с сульфидами

Примечание. Месторождения и рудопоявления: 1—3 — Сальтальбинское; 4—6 — р. Хадата; 7 — руч. Малахитовый; 8 — р. Хабакова; 9—11 — Лонготьюганское; 12—17 — Желтая Гора; 18—41 — Харбейское; 42—43 — Свинцовое; 44 — руч. Медный. Звездочкой отмечены двухфазные гексагональные пирротины. d'_{102} — значение межплоскостного расстояния гомогенного пирротинового раствора ($d'_{102} = \frac{d_1 h_1 + d_2 h_2}{h_1 + h_2}$); Fe, атомн. % — расчетное количество железа в пирротине, полученное по формуле Р. Юнда и Х. Халла (Jund, Hall, 1969).

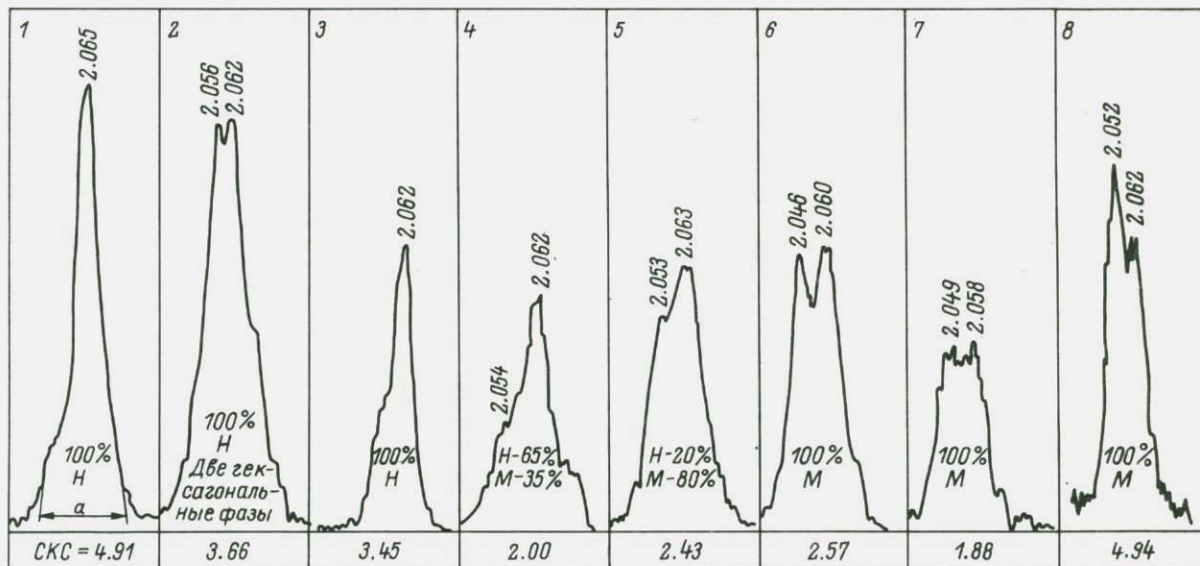


Рис. 29. Морфология рефлексов (102) гексагонального и дублета (408, 408) моноклиального пирротиннов на дифрактограммах.
СКС — степень совершенства кристаллической структуры.

ций $\delta^{34}\text{S}$ метеоритного стандарта. Это позволяет предполагать ювенильный источник серы, претерпевший незначительное фракционирование в процессе минералогенезиса.

П и р р о т и н. В Западно-Харбейской рудоносной зоне пирротин широко распространенный минерал. Особенностью регионального распространения пирротина является его отсутствие в рудных объектах Ханмейского блока, т. е. южнее Харбейского поперечного разлома.

По данным корреляционного анализа (табл. 4, 5), содержание пирротина значимо увязывается только с содержанием молибдена. Сильная отрицательная связь между ними отражает их взаимообособленность. Из относительно сильных, хотя и незначимых отрицательных связей пирротина, можно выделить его связи с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Это также интерпретируется нами как результат локального пространственного разобщения пирротина и отмеченных сульфидов.

Определение фазового состава пирротина осуществлялось рентгенометрически по методу Р. Арнольда (Arnold, 1966). Всего было изучено 44 пирротина, представляющих все пирротинопроявления района (табл. 19). Наиболее представительные данные были получены для Харбейского месторождения (24 пробы).

По особенностям структуры (рис. 29) изученные пирротины подразделяются на три типа (в скобках частота встречаемости, %): гексагональный (39), смешанный (34), моноклинный (27). Пространственное распределение пирротинов различного фазового состава обнаруживает увеличение моноклинности в южном направлении от 10—25 до 42 % (рис. 22). Отметим, что первично-моноклинный пирротин установлен только в Харбейском месторождении. Четкой корреляции между типом пирротина и составом ассоциирующей минерализации не выявлено. Тем не менее обращает внимание, что гексагональный пирротин характерен для монопирротиновых ассоциаций и зон метаморфизма высоких ступеней — амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, в то время как смешанный и моноклинный, как правило, ассоциируют с другими сульфидами, особенно с халькопиритом.

Состав пирротинов определялся в основном рентгенометрически. Этот метод до сих пор является наиболее точным (Воган, Крейг, 1981) и базируется на экспериментальных исследованиях системы Fe—S (Kullerud, Yoder, 1959; Arnold, 1966, 1967; Yund, Hall, 1969; Kissin, Scott, 1982). Содержание железа в пирротине колеблется в пределах 46.21—47.32 атомн. %, что соответствует 59.94—61.01 мас. %. В гексагональном пирротине содержание железа находится в пределах 46.88—47.32; смешанном — 46.29—46.88; моноклинном — 46.21—46.88, атомн. %. Отмечается, что железистость пирротина закономерно снижается в ряду объектов в южном направлении в соответствии с распределением гексагональной и моноклинной модификаций.

Микрозондовое определение состава пирротинов Харбейского месторождения (табл. 20) показывает, что они представлены

Состав пирротина Харбейского месторождения по данным микронзондового анализа

№ п/п	Fe	Cu	Co	Ni	S	Формула
1	60.0	0.04	0.07	0.02	40.0	Fe _{6,94} S _{8,06}
2	59.7	0.10	0.05	He обн.	41.0	Fe _{6,83} S _{8,17}
3	60.5	He обн.	0.17	0.06	38.3	(Fe _{9,97} Co _{0,04}) _{10,01} S _{10,99}
4	60.7	» »	0.16	0.04	39.1	(Fe _{8,00} Co _{0,03}) _{8,03} S _{8,97}
5	60.5	» »	0.04	0.04	40.2	Fe _{6,96} S _{8,05}
6	59.9	» »	0.06	0.04	39.0	Fe _{7,97} S _{9,03}

Примечание. Аналитик О. А. Яковлева.

моноклинными (№ 1, 2, 5) и различного типа гексагональными (№ 3, 4, 6) модификациями.

Определение состава пирротинов химическим анализом (табл. 21) вызывает сложности, так как пирротин по трещинам замещается дисульфидами железа и троилитом. Дефицит суммы компонентов, которая рассчитывалась по данным химического анализа, пропорционален степени замещенности пирротина дисульфидами. Возможно, низкая сумма обусловлена наличием как закисного, так и окисного железа.

Таблица 21

Состав пирротина Западно-Харбейской зоны по данным химического анализа

№ п/п	Fe ²⁺	Cu	Zn	Ni	Co	S
1	53.55	0.152	0.0005	0.161	0.176	37.95
2	53.05	0.228	0.0004	0.208	0.206	40.85
3	55.15	0.099	0.005	1.280	0.087	34.79
4	54.57	0.144	0.004	0.002	0.048	36.02
5	55.85	0.455	0.003	0.133	0.176	39.25
6	59.02	0.034	0.011	0.052	0.082	37.56
7	61.15	0.119	0.023	0.019	0.021	37.90
8	58.77	0.553	0.022	0.034	0.079	37.65
9	59.82	0.110	0.002	0.014	0.027	37.62

Таблица 21 (продолжение)

№ п/п	SiO ₂	Нераствори- мый остаток	CaO	MgO	Сумма	Ni/Co	Пирит, мас. %
1	1.07	0.06	0.077	0.017	93.21	0.92	18
2	0.50	0.11	0.098	0.009	95.26	1.01	33
3	1.10	0.07	0.087	0.062	92.73	1.47	0
4	1.00	He обн.	0.068	He обн.	91.856	0.04	8
5	0.80	0.05	0.111	0.022	96.85	0.76	15
6	1.10	0.27	0.086	0.023	98.238	0.63	3
7	0.87	0.46	0.212	0.021	100.795	0.91	0
8	2.06	1.34	0.237	0.065	100.81	0.43	3
9	0.53	He обн.	0.119	0.018	98.26	0.52	0

Примечание. 1, 2 — р. Хадата; 3 — руч. Нягарнюшор; 4 — руч. Малахитовый; 5 — Лонготьюганское; 6 — Желтая Гора; 7, 8 — Харбейское; 9 — руч. Медный. Аналитик Л. П. Павлов.

Содержание элементов-примесей в пирротине, г/т

Элемент	Частота встречаемости, %	Пределы колебаний	Элемент	Частота встречаемости, %	Пределы колебаний
As	17	70—200	Cd	3.3	100
Sb	7	200—300	Ag	90	4—1500
Mn	100	5—1000	Zn	93	100—5000
Pb	57	3—5000	Ti	100	Сл.—500
Ge	3.3	Сл.—4	Co	87	3—3000
Bi	50	3—500	Ni	100	3—1000
Mo	97	1—1000	Zr	3.3	100
V	44	5—13	Cr	100	Сл.—100
Cu	100	50—10000	Sn	6.7	1

В качестве примесей в пирротине установлены 19 элементов (табл. 22). Корреляционный анализ (рис. 30) приводит к выводу, что их присутствие обусловлено в основном включениями, среди которых основное значение имеют сульфосоли меди и силикаты. В качестве изоморфных примесей мы выделяем Co, Ni, As и частично Cu.

Наиболее четким типохимическим свойством пирротина Западно-Харбейской рудоносной зоны является содержание в нем никеля, снижающееся с севера на юг (в г/т) от Сальтальбинского рудопоявления (800) к Лонготьюганскому и Желтой Горе (600) и далее к Харбейскому месторождению (250).

Вариации содержания никеля отчетливо коррелируют с его содержанием во вмещающих породах. Так, пирротины зоны меланжа западного контакта гипербазитов массива Сымкеу содержат 1.28 % никеля, пирротины из кварцевых жил, залегающих в вулканитах основного состава, 0.133—0.208 %, а из вулканогенно-терригенных толщ — 0.002—0.034 %. Эта закономерность отчетливо проявляется в уменьшении в этом ряду величины отношения Ni/Co — от 147 до 0.76—1.07 и 0.43—0.52 соответственно.

Вариации содержания никеля в пирротине выявляются и в масштабе отдельных объектов. Так, на Харбейском месторождении в направлении от первой подзоны к третьей и с юга на север содержание никеля в пирротине возрастает. В целом эта закономерность увязывается с положением пирротина относительно зоны Магнетитового разлома, по мере удаления от которой содержание никеля в пирротине возрастает на один-два порядка. Характерным для пирротина Харбейского месторождения является присутствие Ag и Bi, очевидно, в виде сульфосолей. Отмечается, что содержание кобальта в пирротине рудоносных объектов преобладает над содержанием никеля, что аналогично пириту.

Примесь меди в пирротине обусловлена включениями халькопирита и коррелирует с интенсивностью развития халькопиритовой минерализацией и раздробленностью агрегатов пирротина.



Рис. 30. Схема корреляционных связей элементов-примесей в пирротине.

Содержание цинка в пирротине сильно варьирует — от 4—5 до 220—230 г/т. Причем пирротины рудных объектов характеризуются повышенными содержаниями цинка. Этот факт примечателен тем, что сфалерит в ассоциации отсутствует и, вероятно, примесь цинка является изоморфной.

Твердость микровдавливания пирротина ($P=50$ г) 178—399, в среднем 287 кгс/мм², что отвечает справочным данным. Каких-либо различий в твердости гексагонального и моноклинного пирротинов нами не установлено. Вместе с тем выявлена более высокая (на 20—40 кгс/мм²) твердость пирротина из околосильных пород в сравнении с пирротинном из кварцевых жил независимо

Таблица 23

Термоэлектрические свойства пирротина и
пирит-марказитовых псевдоморфоз по пирротину

№ п/п	Величина термоэдс, мВ			
	пирротин		псевдоморфозы	
	пределы	среднее	пределы	среднее
1	0.40—0.63	0.53	Не отмечены	
2	0.42—0.48	0.43	10.2—12.0	
3	0.47—2.3	0.47; 2.04	0.18—2.64	
4	0.37—0.51	0.43	1.08—2.1	
5	0.41—0.69	0.51	Не отмечены	
6	0.41	0.41	» »	
7	0.41—0.65	0.51	» »	
8	0.35—0.58	0.45	» »	
9	0.49—0.60	0.52	0.53—0.77	
			1.09—1.38	
			0.65	
			1.26	

от модификации минерала, что может быть связано с различной ориентировкой кристаллов в аншлифах.

Изучение проводимости пирротинов показало, что все они имеют положительные значения термоэдс (табл. 23). Считается, что p -тип проводимости обусловлен дырочными центрами, связанными с вакансиями железа, а примеси никеля и кобальта, являющиеся обычной для пирротина, не влияют на величину и тип проводимости (Шуй, 1979). Средние значения термоэдс пирротинов различных объектов колеблются в пределах 0.41—0.53 мВ, что находится в пределах вариаций для отдельных образцов, в которых отклонение от среднего составляет 15—31%. В одном из образцов была отмечена высокая дисперсия значений термоэдс. Так, в одних зернах величина термоэдс была обычной (0.47 мВ), а в других достигала 2.08 мВ. Марказит-пиритовые агрегаты, замещающие пирротин, характеризуются значениями термоэдс 1.11—2.27 мВ. Подобные вариации обусловлены переменным содержанием пирита и марказита в составе псевдоморфоз, что в свою очередь определяет различия по термоэдс различных концентрических зон последних.

На кривых нагревания пирротина отмечаются в общей сложности 12 эффектов (рис. 31) различной интенсивности. По поло-

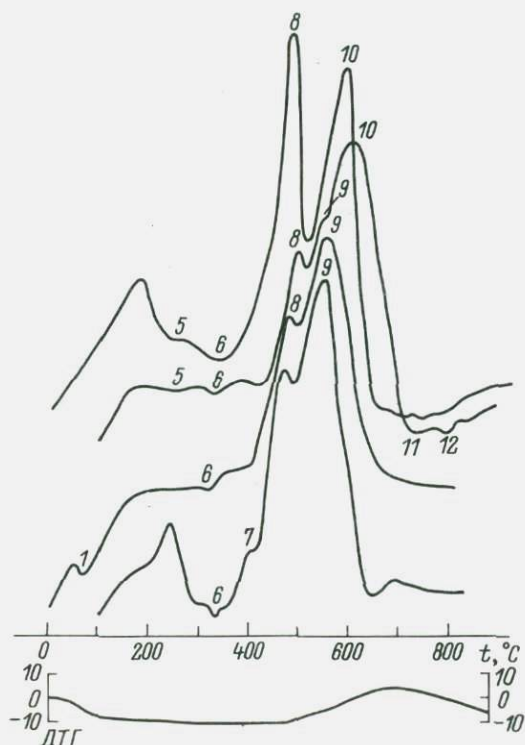


Рис. 31. Кривые нагревания пирротина (ДТА).

жению максимума главного экзопика пирротина разделяются на две группы. У первых этот экзопик отмечается при 525—550 °С, у вторых — при 570—630 °С. Имеются также пирротины, на кривых ДТА которых фиксируются оба экзопика различной интенсивности. Исследования показали, что пирротин с кривой ДТА первого типа является существенно моноклинным (более чем на 65 %), а с кривой второго типа — существенно гексагональным. При соотношении моноклинной и гексагональной фаз порядка 2 : 1 на кривой ДТА пирротина присутствуют оба экзопика примерно равной интенсивности. Изменение фазового состава пирротина в ту или другую сторону сопровождается изменением интенсивностей пиков вплоть до того, что менее интенсивный из них обнаруживается лишь по асимметрии преобладающего. Таким образом, по характеру кривых ДТА можно оценивать фазовый состав пирротина.

Халькопирит. В Западно-Харбейской рудоносной зоне является одним из основных рудных минералов. Он установлен во всех месторождениях и проявлениях и часто преобладает над другими сульфидами (Бадьяюганское, Ханмейское). В значительных количествах он встречается в объектах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового и молибденит-пирит-халькопиритового минеральных типов. Меньшие скопления он образует в рудопроявлениях сфалерит-халькопирит-галенитового и галенит-халькопирит-пирротинового типов. В виде примеси он устанавливается и в проявлениях пирит-магнетитовой минерализации и в рассеянном виде в эпидотизированных амфиболитах.

Рассеянная халькопиритовая минерализация в измененных амфиболитах приурочена к зонам приразломного диафтореза, а в региональном плане обрамляет поля гранитизации (например, халькопиритовая минерализация в обрамлении гранито-гнейсовых Лаптаюганского и Евюганского куполов). Очевидно, эта минерализация не относится к рассматриваемой минералогенетической системе Западно-Харбейской зоны и выделяется в самостоятельную систему, связанную с процессами регионального метаморфизма. К этому же типу относятся и кварцево-жильные проявления с халькопиритом в амфиболитах, где обычно ассоциация халькопирита и гексагонального пирротина, реже к ней добавляются пирит, ильменит, гранат, рутил. Для таких метаморфогенных жил устанавливается совместный рост кварца и сульфидов железа (пирита и пирротина), халькопирит развивается несколько позже.

Как показал онтогенетический анализ халькопиритсодержащих руд, исследуемый минерал представлен в районе двумя генерациями. Халькопирит-I — послепирротиновый досфалеритовый, а халькопирит-II — послесфалеритовый сингаленитовый. Обычно различные генерации халькопирита разобщены в пространстве, но в ряде случаев могут быть и в одних объектах. Халькопирит-I встречается преимущественно в объектах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового и молибденит-пирит-халькопиритового

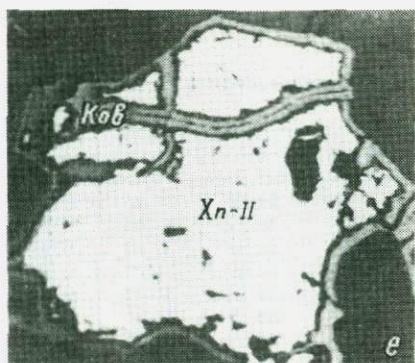
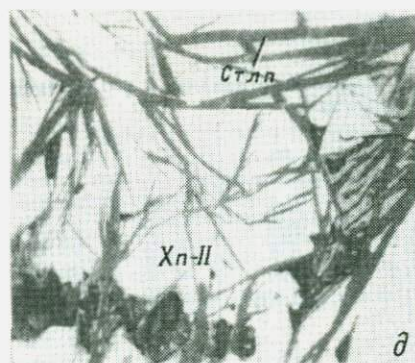
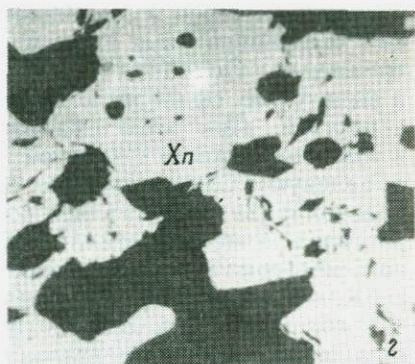
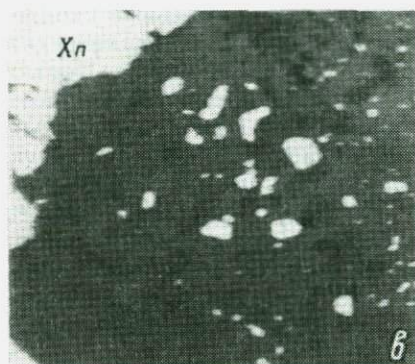
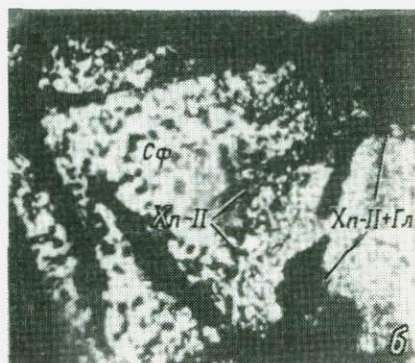
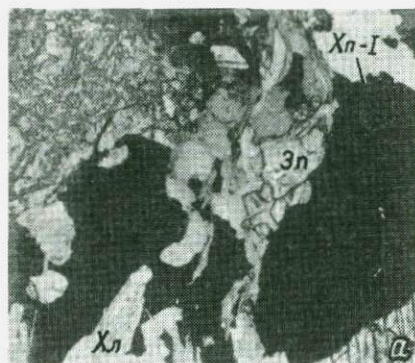


Рис. 32. Структуры халькопиритовых руд.

а — Ханмейское и б — Ревущее рудопроvinces; в—е — Харбейское месторождение.

минеральных типов, а халькопирит-II — в сфалерит-халькопирит-галенитовом типе. Халькопирит-I тесно ассоциирует с молибдени- том, пирротинном, пиритом и образуется позже перечисленных минералов, о чем свидетельствуют структуры обрастания и цемен- тации (рис. 9, 10). Халькопирит-II ассоциирует со сфалеритом, галенитом, сложными сульфидами и теллуридами свинца, висмута, серебра и меди и образуется позже сфалерита, сложных сульфидов, почти одновременно с галенитом, но раньше теллуридов, что также устанавливается по наличию структур обрастания, цементации, замещения (рис. 6, 32).

Нередко наблюдаемая мелкая вкрапленность халькопирита в сфалерите, часто интерпретируемая как структуры распада твердого раствора, относится ко второй генерации минерала, цементирующей растворенные выделения сфалерита (рис. 32). Изучение аншлифов и особенно полированных пластинок показы- вает, что выделения халькопирита в сфалерите приурочены к границам зерен и двойниковым швам. Максимальные скопле- ния халькопиритовых вкрапленников приурочены к механическим трещинам. Подобная вкрапленность устанавливается только в выделениях сфалерита, обрастающих халькопирит-галенитовым агрегатом. При этом сфалерит становится менее железистым и изменяет окраску с красной и желто-красной на желто-зеленую и зеленую. Следовательно, вкрапленность мелких кристаллов халькопирита представляет собой не продукт распада твердого раствора, а метакристаллы, образовавшиеся в результате «мед- ного метасоматоза» по железистому сфалериту. Этот вывод подт- верждается данными А. В. Ткачева (1982), установившего сниже- ние содержания железа в сфалерите вблизи халькопиритовых включений. Экспериментальные данные М. Н. Хатчисона и С. Д. Скотта, а также Л. Б. Виггинса и Р. Крейга (Крейг, Воган,

Таблица 24

Состав халькопирита (в мас.%) по данным химического анализа и его основные физические свойства

№ п/п	Cu	Fe	Cd	Zn	Pb	S	Сумма
1	32.72	30.67	0.066	0.31	1.97	34.56	100.226
2	33.29	31.26	0.039	0.29	0.04	34.29	99.209
3	32.65	32.13	0.005	0.12	Сл.	33.98	98.885
4	33.69	31.27	0.016	0.20	0.04	34.66	99.876
5	34.12	31.09	0.004	0.05	Не опр.	35.12	100.384
6	33.86	31.21	0.017	0.354	» »	35.10	100.541
7	33.69	30.56	0.009	0.229	» »	35.15	99.638
8	33.34	31.51	0.023	0.07	0.014	34.99	99.944
9	33.18	31.01	0.020	0.21	1.91	33.68	100.01
10	32.89	30.53	0.011	0.48	1.57	34.38	99.861
11	33.99	31.09	0.002	0.01	Не опр.	35.12	100.212
12	32.16	32.65	0.002	0.02	0.018	35.23	100.08
13	33.85	31.34	0.001	0.03	0.016	34.89	100.127
14	34.44	30.88	0.002	0.002	Не опр.	35.14	100.467
15	34.12	30.68	0.003	0.014	» »	35.25	100.067

Т а б л и ц а 24 (продолжение)

№ п/п	$Cd_{испр}$	Средняя твердость, кгс/мм ²	Плотность	Термоэдс, мВ	Генерация
1	0.047	214	4.27	12.9	II
2	0.032	219	4.29	10.9	I
3	0.005	210	He опр.	He опр.	I
4	0.011	206	3.91	12.5	I
5	0.004	217	4.19	13.6	II
6	0.009	217	4.02	14.7	II
7	0.003	210	4.30	12.5	I (?)
8	0.003	219	4.18	15.6	II
9	0.009	214	4.16	18.4	II
10	0.009	219	4.03	17.8	II
11	0.011	202	4.27	17.3	I
12	0.002	He опр.	He опр.	He опр.	I
13	0.001	219	4.29	17.4	I
14	0.002	212	He опр.	12.4	I
15	0.003	210	» »	17.2	I

Т а б л и ц а 24 (продолжение)

Кристаллохимические формулы халькопирита

- 1 — $0.987Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{2.003} + 0.013Fe_{10}S_{11}$,
- 2 — $0.977Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.968} + 0.023Fe_7S_8$,
- 3 — $0.897Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.875} + 0.102Fe_7S_8$,
- 4 — $0.990Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.982} + 0.010Fe_{10}S_{11}$,
- 5 — $Cu_{0.982}Fe_{1.018}S_{2.003}$,
- 6 — $Cu_{0.976}Fe_{1.024}S_{1.997}$,
- 7 — $Cu_{0.984}Fe_{1.016}S_{2.030}$,
- 8 — $0.970Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.980} + 0.030Fe_{10}S_{11}$,
- 9 — $0.981Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.928} + 0.019Fe_{10}S_{11}$,
- 10 — $0.990Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.991} + 0.010Fe_{10}S_{11}$,
- 11 — $Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{2.006}$,
- 12 — $0.859Cu_{0.980}Fe_{1.020}S_{1.901} + 0.151Fe_7S_8$,
- 13 — $Cu_{0.975}Fe_{1.025}S_{1.995}$,
- 14 — $Cu_{0.990}Fe_{1.010}S_{1.995}$,
- 15 — $Cu_{0.989}Fe_{1.011}S_{2.024}$,

Примечание. Ан. 4 — плотность занижена из-за малого (менее 0.25 мм) размера зерен. Ан. 1 — термоэдс халькопирита в сравнении с другими сульфидами ниже истинной. В ан. 1, 4, 7—10, 12 примесь пирротина установлена рентгенометрически. В ан. 2, 3, 12 избыток железа пересчитан на ассоциирующий с халькопиритом моноклинный пирротин (2) и пирит (3, 12); в остальных анализах избыток железа пересчитывался на гексагональный пирротин как возможный компонент твердого раствора. Месторождения и рудопроявления: 1 — Лонгогьюганское; 2—7 — Харбейское; 8 — Бальгюганское; 9 — Ревущее; 10 — Полиметаллическое; 1—15 — Ханмейское. $Cd_{испр}$ — содержание кадмия в халькопирите, за вычетом кадмия, содержащегося в сфалерите и галените включений. Аналитик Л. П. Павлов.

1983) свидетельствуют о невозможности образования структур распада халькопирита в сфалерите при температурах ниже 500 °С.

Таким образом, в ряду последовательности минералообразования в палеогидротермальной системе халькопирит представлен только двумя генерациями: первой — послепирротиновой досфалеритовой, второй — послесфалеритовой сингаленитовой.

Состав халькопирита (в мас. %) по данным микрозондового анализа и его основные физические свойства

№ п/п	Месторождения, рудопроявления	Cu	Fe	Bi	Co	Ni	S	Сумма	Твердость, кгс/мм ²	Плотность	Термо-эдс, мВ	Генерация
1	Харбейское	34.1	29.9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	35.8	99.8	208	Не опр.	10.8	I
2	»	34.1	31.2	» »	» »	» »	36.0	101.3	208	» »	10.8	I
3	»	34.5	31.9	» »	0.02	» »	33.5	99.92	208	» »	10.8	I
4	»	35.0	31.7	» »	Не опр.	» »	33.8	100.5	208	» »	10.8	I
5	»	34.3	31.4	» »	» »	» »	33.5	99.2	Не опр.	» »	11.9	I
6	»	33.7	30.8	» »	» »	0.01	35.4	99.91	201	» »	11.5	I
7	»	33.9	30.5	» »	» »	Не опр.	34.5	99.80	201	4.29	11.6	I
8	»	34.4	31.2	» »	» »	» »	34.9	100.5	201	4.29	11.6	I
9	»	32.3	32.3	» »	» »	» »	34.6	99.2	219	4.02	13.9	II
10	»	35.6	28.4	0.2	» »	» »	35.2	101.7	219	4.02	15.5	II
11	»	35.3	28.4	0.4	» »	» »	35.0	99.1	219	4.02	14.7	II
12	Лонготьюганское	33.6	30.7	0.2	» »	» »	33.6	100.5	214	4.27	12.9	II

Кристаллохимические формулы

1 — CuFeS _{2.08}	4 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{1.87} ,	7 — Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{2.05} ,	10 — Cu _{1.01} Fe _{0.99} S _{1.98} ,
2 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{2.05} ,	5 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{1.88} ,	8 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{2.02} ,	11 — Cu _{1.04} Fe _{0.96} S _{2.06} ,
3 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{1.87} ,	6 — Cu _{0.98} Fe _{1.02} S _{2.04} ,	9 — Cu _{0.94} Fe _{1.06} S _{1.98} ,	12 — Cu _{0.99} Fe _{1.01} S _{1.94} ,

Примечание. Ан. 12 — термоэдс халькопирита в сростании с галенитом ниже истинной. Аналитик О. А. Яковлева.

Пространственное положение халькопирита в минералогенетической системе определяется тяготением максимумов его концентрации к флангам рудоносной зоны, а в пределах отдельных рудных полей — к промежуточным зонам. В целом пространственный ряд зональности схематически представляется в следующем виде: шеелит + магнетит → молибденит → пирротин → пирит → халькопирит → сфалерит → галенит → антимонит. Если же рассматривать халькопирит раздельно по генерациям, то оказывается, что халькопирит-II в приведенном ряду занимает место вслед за сфалеритом.

Корреляционный анализ (табл. 4—6) выявляет сильную отрицательную связь халькопирита с молибденитом и положительную со сфалеритом и галенитом, отражающих особенности пространственного распределения халькопирита относительно другой минерализации.

Состав халькопирита определялся химическим и микрозондовым анализами (табл. 24 и 25). Химическим анализом в нем установлены примеси кварца, сфалерита, галенита, присутствие которых подтвердилось и рентгенометрически. Расчет кристаллохимических формул халькопирита по результатам химического анализа вызывает затруднения из-за неясности причин избытка железа, устанавливаемого практически всегда. Обычно этот избыток пересчитывается на пирит (Юшкин, 1974) или другие минералы железа, устанавливаемые в ассоциации и тесном сростании с халькопиритом, например пирротин. В нашем случае из 15 проб халькопирита в 12 в ассоциации с ним отсутствуют сульфиды железа. В 6 образцах примесь пирротина, очевидно, в виде твердого раствора, отмечена на дифрактограммах. Но в оставшихся 6 образцах аналитически гомогенного халькопирита при пересчете результатов химического анализа на кристаллохимические формулы также устанавливается избыток железа относительно меди на 0.020—0.048 ф. ед., составляющий в среднем 0.036 ф. ед., что отвечает соотношению $Cu:Fe=0.982:1.018$. Отсюда следует, что избыток железа в халькопирите является конституционным. Это вывод подтверждается результатами микрозондового анализа халькопирита, согласно которым (табл. 25) в 50 % образцов соотношение $Cu:Fe=0.98:1.02$. Исходя из этого, при расчете кристаллохимических формул халькопирита, в которых установлена примесь сульфидов железа визуальными или рентгенометрическими методами, мы принимали соотношение $Cu/Fe=0.980:1.020$, а для «чистых» халькопиритов — $Cu/Fe=2$. Результаты пересчета приведены в табл. 24 и 25.

«Железистые» халькопириты не столь необычны. Для месторождений Японии Г. Макаяма и др. (Mukaijama e. a., 1968) было показано, что в халькопиритах отношение $Cu/Fe=0.98$. Позднее железистые халькопириты с отношением $Cu/Fe=0.79$ были установлены в медно-никелевых рудах Карельского района (Обогащенная железом. . ., 1974). На основании тесной ассоциации железистого халькопирита с кубанитом было сделано заклю-

чение, что он образовался в результате распада твердого раствора.

Анализ результатов пересчета приводит к выводу о том, что состав халькопирита довольно стабилен, но постоянно отмечаются дефицит или реже избыток серы, достигающие 0.125 и 0.030 ф. ед. соответственно. Вариации содержания серы в халькопирите можно объяснить двумя причинами: изменением химического потенциала серы в рудообразующей системе (Воробьев, 1978), а в случае дефицита серы — также и электрохимическим окислением халькопирита на контакте с другими сульфидами, обычно с пиритом (Электрохимический механизм окисления. . ., 1980). В нашем случае, вероятно, сказываются обе причины, так как отмечается региональный тренд сернистости, с одной стороны, и снижение сернистости халькопирита при переходе от вольфрам-медно-молибденовых, практически беспиритовых месторождений и рудопроявлений, к объектам с пиритом и полиметаллическим — с другой. Основное значение мы придаем региональному аспекту изменчивости сернистости халькопирита, отражающему изменение потенциала серы в системе.

В составе халькопирита выявлено 23 элемента-примесей (табл. 26). По данным корреляционного анализа (рис. 33), большинство из них увязываются с определенными минеральными примесями, главными из которых являются алюмосиликаты, сульфиды и сульфосоли. Исключением является серебро, не обнаруживающее положительных связей ни с одним из малых элементов, но характеризующееся отрицательными связями с рядом элемен-

Таблица 26

Состав примесей в халькопирите по данным спектрального количественного анализа, г/т

№ п/п	Месторождения, рудопроявления	Ni	Ag	V	Ti	Cr	Sb	As	Генерация
1	Лонготьюганское	1	12	Не обн.	40	Не обн.	Не обн.	Не обн.	II
2	Харбейское	1.7	20		45			» »	I
3	»	1	25	5	50	75	100	» »	I
4	»	1	35	Не обн.	85	Не обн.	Не обн.	» »	I
5	»	1	65		55			» »	II
6	»	1	70		140			» »	II
7	»	1.5	80	20	1400	80		» »	I(?)
8	Ревущее	1	2.5	Не обн.	35	Не обн.	100	» »	II
9	Полиметаллическое	1	8		35	» »	85	» »	II
10	Ханмейское	2.7	55		55	80	Не обн.	300	I
11	»	1	45		75	95	» »	100	I
12	»	1	20		45	Не обн.	» »	Не обн.	I
13	»	1.3	75		400		» »		I
14	Немурьюганское	40	60	20	550	75	» »		II

Примечание. 1—13 соответствуют номерам в табл. 24, содержания Pb, Zn, Cd приведены в табл. 24, кроме того, спектральным приближенно-количественным анализом установлено содержание (в г/т): Be — 0.7; Sc — 0—50; Mn — 1—3000; Bi — 0—500; Mo — 0—1000; Co — 0—5000; Zr — 0—200; Ba — 0—300; Sn — 0—50. Аналитики Г. Е. Юшкова, К. А. Чулрова.

Рис. 33. Схема корреляционных связей элементов-примесей в халькопирите.

тов минералов-примесей. Это, по всей видимости, обусловлено изоморфным вхождением серебра в халькопирит.

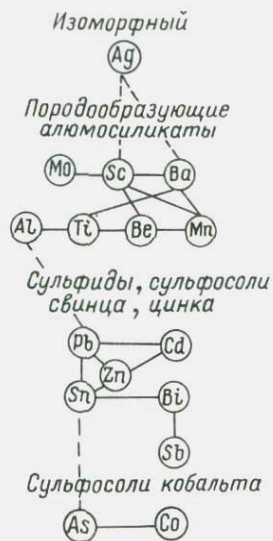
Типоморфное значение среди элементов-примесей имеют Co, As, Sn, Ag, Zn, Pb и Cd. По содержанию этих элементов различаются халькопириты молибденит-пирит-халькопиритовых объектов, относительно обогащенные Co и As, и халькопириты объектов других минеральных типов, обогащенные Sn, Zn, Pb, Cd. Следует также отметить, что халькопирит-I по сравнению с халькопиритом-II содержит больше Sn и Ag.

Рентгеноструктурные исследования показали, что халькопирит в районе относится к упорядоченной тетрагональной модификации. Параметры элементарной ячейки идентичны для всех 15 изученных образцов: $a_0 = 5.28 \pm 0.01$, $c_0 = 10.46 \pm 0.02$ А.

Твердость микровдавливания ($P=50$ г) изменяется в пределах 192—224 кгс/мм². При этом установлено, что халькопирит-I характеризуется в среднем более низкой твердостью (205 кгс/мм²), чем халькопирит-II (216 кгс/мм²). Выявлено также и региональное увеличение твердости халькопирита отдельных генераций в направлении от центра рудоносной зоны к флангам. Плотность халькопирита составляет 3.96—4.30, причем у халькопирита-I — 4.23 (среднее), у халькопирита-II — 4.13.

Изученный халькопирит относится к проводникам n -типа, значения термоэдс зависят от принадлежности минерала к той или иной генерации, тому или иному объекту (табл. 27). В среднем халькопирит-I имеет более низкую термоэдс (—14.6 мВ), чем халькопирит-II (—16.3 мВ). В отдельных объектах это различие выступает еще контрастнее, например на Харбейском месторождении значения термоэдс халькопирита составляют —11.4 и —15.3 мВ соответственно. Наиболее низкие значения термоэдс имеют халькопириты молибденитовой зоны, в стороны от которой величина термоэдс возрастает по абсолютному значению.

Намечается зависимость величины термоэдс от минерального типа руд. Так, наименьшие значения термоэдс установлены у халькопирита из объектов шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа, промежуточные — у халькопирита из объектов сфалерит-халькопирит-галенитового и максимальные — у халькопирита из объектов молибденит-пирит-халькопиритового минерального типа. Такой характер изменения значений термоэдс, на наш взгляд, говорит о примесной природе



Величина термоэда халькопирита месторождений и рудопоявлений
Западно-Харьбейской рудоносной зоны (в мВ)

Месторождения, рудопоявления	Халькопирит-I		Халькопирит-II		Минеральный тип
	пределы	среднее	пределы	среднее	
Сальтальбинское	12.4—13.9	13.28	Не обнаружен		Шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый
Немурьюганское	Не обнаружен		16.0—17.7	16.95	То же
Лонготьюганское	13.7—15.7	15.12	Не определялось		»
Желтая Гора	Не обнаружен		13.1		Сфалерит-халькопирит-галенитовый
Харьбейское	8.03—12.5	11.41	13.7—16.4	15.3	Шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый
Бадьяюганское	15.4—15.6	15.5	Не обнаружен		Молибденит-пирит-халькопиритовый
Ревущее	Не обнаружен		17.2—19.3	18.4	Сфалерит-халькопирит-галенитовый
Полиметаллическое	Не определялось		17.3—18.2	17.77	То же
Ханмейское	16.7—19.9	17.69	Не обнаружен		Молибденит-пирит-халькопиритовый

Примечание. В таблице названия месторождений и рудопоявлений расположены с севера на юг рудоносной зоны.

вариаций проводимости. Это подтверждает, в частности, значимая корреляция величины термоэда с содержанием кадмия в халькопирите.

Интересные данные были получены нами при исследовании изменения величины термоэда в зонах контакта халькопирита с другими сульфидными минералами: молибденитом, пиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, ульманитом. Результаты сводятся к следующему.

На мономинеральных участках величина термоэда халькопирита на контактах зерен не изменяется, лишь в одном случае наблюдалось изменение величины и знака термоэда в прожилке халькопирита на контактах его зерен. Последнее может быть обусловлено тем, что этот прожилок халькопирита образовался в результате замещения пиритового.

В полиминеральных агрегатах величина термоэда халькопирита принципиально меняется. Обычно от центра зерен к контакту с другим минералом величина термоэда халькопирита уменьшается при сохранении ее знака. Степень снижения при этом зависит от состава контактирующего минерала: к контакту с молибденитом величина термоэда снижается в 2 раза, со сфалеритом — в 6—7 раз, пиритом — в 20—50 раз. В случае контакта с галенитом, пирротинном и ульманитом, кроме того, отмечается и смена знака термоэда. Таким образом, в полиминеральных агрегатах изменения величины и знака термоэда обусловлены составом контактирующих минералов. При этом наименьшая «чувствительность» проводимости халькопирита к присутствию молибденита и сфале-

рита, большая — к наличию пирротина и галенита, максимальная — к присутствию пирита, даже мельчайшие включения которого обуславливают значительное снижение величины термоэда халькопирита.

Изучение поведения халькопирита при нагревании показало, что оно также отчетливо типоморфно. Установлено (Литошко, 1985а), что халькопириты различных генераций из разных объектов существенно отличаются по всем показателям. Так, халькопирит-I окисляется и разлагается в 1.5—2 раза слабее, чем халькопирит-II. На кривых ДТА халькопирита-II все экстремумы сдвинуты на 13—17° в высокотемпературную область, а главный экзотермический пик характеризуется значительной правой асимметрией. Кривые ДТА халькопирита-II имеют также более выраженный эндотермический дуплет в области 780—820 °С, причем второй максимум расщеплен.

Декрепитометрическое изучение халькопирита показало, что газовыделение фиксируется в двух температурных интервалах. Первый интервал — 80—280 °С — подразделяется на два подинтервала: 80—160° (максимум 150°) и 160—280° (максимум 250°); средневзвешенная 212 °С. Этому интервалу на кривой ДТА соответствует слабый эндоэффект и потеря веса. Второй интервал газовыделения приходится на 400—450 °С и обусловлен разложением халькопирита. Учитывая, что температура декрепитации несколько выше температуры кристаллизации, мы оцениваем температуру образования халькопирита не выше 250 °С. Часто наблюдаемая ассоциация халькопирита с более ранним по отношению к нему моноклинным или промежуточным пирротинном свидетельствует о кристаллизации халькопирита при температуре ниже 254 °С.

Данные наших исследователей (Литошко, 1983, 1985а) и опубликованные ранее результаты (Филимонова, 1952; Сатлаева, 1958; Юшкин, 1974; Силаев, 1982) привели к следующим выводам.

В палеогидротермальных системах халькопирит кристаллизуется позднее пирита, арсенопирита, арсенидов кобальта и никеля, пирротина и отчетливо раньше блеклых руд, сульфосолей, барита. Взаимоотношения халькопирита с галенитом, борнитом, халькозином неоднозначны, что обусловлено наличием нескольких генераций халькопирита. Одни исследователи выделяют 5—7 генераций халькопирита, другие, используя строгие онтогенические критерии выделения генераций, приводят сведения о наличии двух или трех генераций, различающихся по положению халькопирита относительно борнита и (или) сфалерита. Обобщение данных позволяет представить положение халькопирита в ряду последовательности минералообразования следующим: пирит, арсенопирит, арсениды кобальта и никеля → пирротин → халькопирит-I → борнит + халькопирит-II → сфалерит → халькопирит-III + галенит → блеклые руды, сульфосоли. Следует отметить, что выделяемый часто халькопирит-II, возможно, отвечает заключитель-

ным моментам кристаллизации халькопирита-I совместно с борнитом, впоследствии образующим с ним структуры распада.

Халькопирит является сквозным минералом. Но максимумы концентраций халькопирита занимают вполне определенное место в структурах минералогенетических систем. Относительно центров расходящейся зональности они отстоят дальше, чем максимумы концентраций магнетита, шеелита, молибденита, пирита, пирротина, борнита, но ближе, чем максимумы концентраций сфалерита, галенита, блеклых руд. На примере Западно-Харьбийской зоны установлено, что халькопириты различных генераций занимают различные положения в структурах минералогенетических систем — халькопирит-II отчетливо центробежнее халькопирита-I и даже сфалерита.

Состав халькопирита характеризуется некоторым преобладанием в кристаллохимической формуле железа над медью и колебаниями содержаний серы, причем чаще устанавливается ее дефицит.

Типоморфное значение из примесей имеют индий, селен, теллур, никель, кобальт, висмут, кадмий, серебро, содержание и набор которых различают как в месторождениях отдельных рудных формаций, так и в пределах частных минералогенетических систем (Средние содержания. . ., 1973; Юшкин, 1980).

Т а б л и ц а 28

Состав и основные свойства сфалерита

№ п/п	Содержание изоморфных компонентов, %			Критерии типохимизма		
	FeS	CdS	MnS	FeS/(FeS+CdS+MnS)	CdS/(FeS+CdS+MnS)	MnS/(FeS+CdS+MnS)
1	2.85	0.08	0.13	0.93	0.03	0.04
2	0.35	3.13	0.015	0.75	0.249	0.001
3	9.19	0.35	0.029	0.96	0.037	0.003
4	7.79	0.21	0.02	0.97	0.028	0.002
5	7.78	0.22	0.02	0.97	0.028	0.002
6	7.92	2.06	0.017	0.79	0.208	0.002
7	9.13	2.44	0.021	0.79	0.208	0.002
8	6.53	3.34	0.021	0.66	0.338	0.002
9	4.56	2.96	0.021	0.60	0.397	0.003
10	1.90	2.54	0.08	0.42	0.56	0.02
11	0.98	2.10	0.041	0.31	0.67	0.02
12	1.27	2.00	0.046	0.38	0.60	0.02
13	2.06	2.12	0.045	0.49	0.49	0.02
14	0.32	1.08	0.048	0.22	0.75	0.03
15	1.28	0.55	0.066	0.67	0.29	0.04
16	1.28	0.55	0.103	0.66	0.27	0.06
17	2.22	1.03	0.135	0.65	0.31	0.04
18	0.48	1.48	0.13	0.23	0.71	0.06
19	1.85	0.50	0.163	0.74	0.20	0.06
20	1.58	0.52	0.141	0.71	0.23	0.06
21	3.96	0.55	0.117	0.85	0.12	0.03
22	3.33	0.41	0.141	0.86	0.11	0.03

Таблица 28 (продолжение)

№ п/п	Свойства			
	a_0 , Å	плотность	твёрдость кгс/мм ²	гексагональные политипы, %
1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
2	5.420	3.93	214	Отс.
3	5.414	Не опр.	204	»
4	5.414	» »	212	»
5	5.413	» »	199	»
6	5.420	» »	213	9R+21R — 7 %
7	5.420	» »	213	Не опр.
8	5.420	» »	213	» »
9	5.420	» »	213	» »
10	5.410		209	2H+15R — 15 %
11	5.409	4.08	Не опр.	Не опр.
12	5.417	Не опр.	» »	15R — 2 %
13	5.417	» »	» »	21R — 0.5 %
14	5.411	» »	» »	Не опр.
15	5.412	» »	» »	21R+9R — 3 %
16	5.413	» »	231	Не опр.
17	5.411	» »	Не опр.	» »
18	5.412	» »	» »	» »
19	5.411	3.97	» »	21R+15R — 3.5 %
20	5.410	4.07	216	21R+15R — 3.5 %
21	5.409	Не опр.	Не опр.	2H — 4 %
22	5.411	» »	» »	3H — 3 %

Примечание. 1 — руч. Магнетитовый; 2 — Лонготьюганское рудное поле; 3—5 — Желтая Гора; 6—9 — Харбейское месторождение; 10—13 — Ревущее рудопроявление; 14—18 — Жильное рудопроявление (жила 4); 19—22 — Полиметаллическое рудопроявление. Аналитики Л. П. Павлов, В. Н. Каликов. 7—9 — по данным микророндового анализа, аналитик О. А. Яковлева. Содержание Mn для ряда проб определено методом ЭПР Г. С. Назаровой.

Важное типоморфное и генетикоинформационное значение для халькопирита кроме упомянутых выше изоморфных примесей имеют параметры решетки (Юшкин, 1974), политипия (Воробьев, 1978; Силаев, 1982), многие физические свойства — твердость, плотность, величина термоэдс, поведение при нагревании. Весьма информативными показателями, как показали проведенные исследования, является величина термоэдс, пространственные изменения которой для халькопирита значимы как в пределах рудоносной зоны, так и отдельных месторождений (Литошко, 1985а).

С ф а л е р и т. В настоящее время сфалерит установлен лишь в объектах центральной и южной частей рудоносной зоны (рис. 22). В значительных количествах сфалерит встречается в рудопроявлениях сфалерит-халькопирит-галенитового минерального типа, где его содержание относительно всех сульфидов составляет от 3 до 64 %. В качестве примеси сфалерит установлен в объектах шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового минерального типа. Корреляционный анализ (табл. 4—6) обнаруживает тесные положительные связи сфалерита с халькопиритом и галенитом, что обусловлено их пространственной ассоциацией. С пиритом и молибденитом сфалерит имеет сильные, хотя и не значимые,

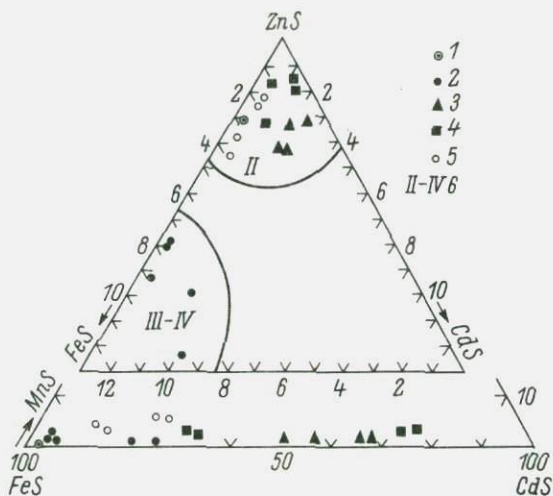


Рис. 34. Компонентный состав (в мол. %) сфалеритов Западно-Харьбейской рудоносной зоны.

Месторождения и рудопроявления: 1 — руч. Магнетитовый; 2 — железистые сфалериты, Харьбейское, Лонготьюганское, Желтая Гора; 3 — Ревущее; 4 — Жильное; 5 — Полиметаллическое; 6 — тектоно-минералогические блоки: II — Ханмейский, III — Харьбейский, IV — Лонготьюганский.

связи, появление которых определяется пространственным обособлением сфалерита относительно этих минералов.

По составу изученный сфалерит (табл. 28) относится к кадмиево-железистому ряду сфалеритов. Содержание марганца в них, по данным ЭПР, не превышает 0.16 %. Анализ диаграммы ZnS—FeS—CdS (рис. 34) показывает, что сфалерит Западно-Харьбейской рудоносной зоны подразделяется на два типа: 1 — высокопримесный ($\text{FeS} + \text{MnS} + \text{CdS} = 7.5 \div 12.5 \%$) железистый ($\text{FeS}/(\text{FeS} + \text{MnS} + \text{CdS}) = 0.96 - 0.97$) и кадмиево-железистый ($\text{FeS}/(\text{FeS} + \text{MnS} + \text{CdS}) = 0.60 - 0.75$) сфалерит объектов центральной части рудоносной зоны; 2 — относительно малопримесный (1.45—4.6 %) кадмиево-железистый и железисто-кадмиевый ($\text{FeS}/(\text{FeS} + \text{MnS} + \text{CdS}) = 0.2 - 0.6$) сфалерит объектов южного фланга рудоносной зоны.

Анализ типохимизма изученного сфалерита приводит к выводу, что вариации его состава увязываются прежде всего с пространственным положением рудных объектов. Так, в направлении от центра рудоносной зоны к южному флангу в сфалерите резко снижается общее содержание изоморфных примесей и особенно железа, но возрастает содержание марганца. Содержание кадмия изменяется «волнообразно», что обусловлено пространственным совмещением сфалеритовой минерализации двух этапов рудогенеза. Если же рассматривать характер изменения содержания кадмия только в объектах, связанных с полями фольфрам-медно-молибденовой минерализации, т. е. в рамках единой минерало-

генетической системы, то устанавливается линейное уменьшение содержания кадмия в сфалерите к южному флангу рудоносной зоны. Этими закономерностями и обусловлена общая тенденция смены в направлении с севера на юг рудоносной зоны высокопримесного кадмиево-железистого сфалерита относительно малопримесным кадмиево-железистым и железисто-кадмиевым.

В составе сфалерита кроме рассмотренных изоморфных компонентов установлены еще 18 элементов-примесей. Корреляционный анализ показывает (рис. 35), что эти элементы можно разделить на две группы: элементы минеральных включений (породообразующие алюмосиликаты, сульфосоли висмута и серебра) и изоморфные примеси. Среди последних кроме кадмия и марганца выявляются титан, медь и свинец, частично изоморфный характер которых предполагается на основании сильных положительных связей их с марганцем и кадмием и отрицательных с элементами минералов-включений.

Изменения состава сфалерита хорошо отражаются на изменении его окраски. Черным и темно-красным цветом характеризуются высокопримесные железистые сфалериты из объектов Лонгтьюганского и Харбейского блоков. Относительно малопримесный сфалерит из объектов Ханмейского блока отличается менее плотной окраской разнообразных цветов (красный, желтый, зеленый). При этом устанавливается, что сфалерит красного цвета образует самостоятельные выделения, а желтые и зеленые всегда образуют халькопиритом и галенитом. Кроме того, выявлено, что интенсивность зеленой окраски пропорциональна количеству галенита в ассоциации, наиболее зеленые сфалериты находятся в проявлении Ревущем.

Параметр a_0 сфалерита изменяется от 5.409 у малопримесных до 5.420 Å у кадмиево-железистых (табл. 28) разностей, отражая изменение его состава (Клиентова, Малахова, 1965; К вопросу о зависимости. . . 1968; Юшкин, Макеев, 1980). Изучение структуры сфалерита показало, что в ней отмечается присутствие гексагональных политипов 9R, 21R, 15R, 2H в количестве до 15%. Встречаемость гексагональных политипов в структуре сфалерита тоже обнаруживает пространственные закономерности. Так, в центральной части рудоносной зоны сфалерит представлен кубической модификацией 3C, на флангах встречаемость политипов и их разнообразие увеличивается, а в крайнем южном полиметаллическом рудопроявлении примесь гек-

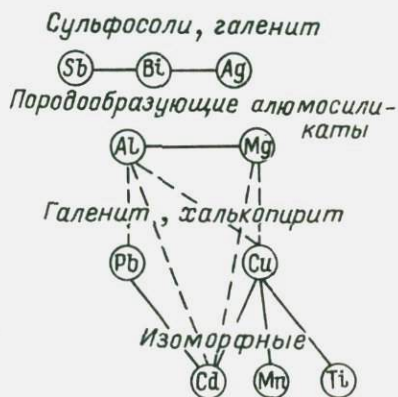


Рис. 35. Схема корреляционных связей элементов-примесей в сфалерите.

сагональных политипов устанавливается во всех образцах, причем здесь отмечаются все встречаемые в районе политипы — 2Н, 9R, 15R, 21R (табл. 29). Твердость сфалерита ($P=50$ г) изменяется в пределах 209—231 кгс/мм². Установлено снижение твердости сфалерита при появлении и увеличении в нем тонкой вкрапленности халькопирита.

Декрептометрические исследования показали, что газовыделение в сфалеритах фиксируется в двух температурных интервалах: низкотемпературном (140—220 или 140—330 °С), который отвечает разрыву газовой-жидких включений, что подтверждается эндоэффектом и потерей веса, отмечаемых на кривых ДТА и ДТГ, и высокотемпературном — выше 460 °С, соответствующем разложению сфалерита с возгонкой серы.

Галенит. В Западно-Харьейской рудоносной зоне галенит присутствует в объектах всех минеральных типов, но значительные скопления образует редко, в основном в сфалерит-халькопирит-галенитовых объектах южного фланга зоны. Содержание галенита (табл. 4—6) значимо положительно коррелирует с содержаниями халькопирита и сфалерита, что объясняется тесной пространственной ассоциацией этих минералов. Незначимые относительно сильные отрицательные связи галенита с пиритом и молибденитом интерпретируются как результат их пространственного обособления.

В составе изученного галенита микрозондовым анализом (табл. 29) в качестве примесей установлены висмут, серебро, цинк, селен. Всего в галените с учетом данных спектральных анализов отмечено 19 элементов-примесей, большинство из которых, судя по характеру корреляционных связей (рис. 36), являются компонентами минералов-включений. В качестве изоморфных и наиболее важных в типоморфическом отношении мы рассматриваем висмут, серебро, медь, кадмий и теллур.

Содержание висмута в галените варьирует в интервале 0.005—1.2 % (табл. 29, 30). При этом выявляется, что относительно обогащен висмутом галенит, пространственно сопряженный с шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовыми объектами (Лонготьюганское и Харьейское рудные поля) в сравнении с галенитом объектов сфалерит-халькопирит-галенитового типа (Реву-

Таблица 29

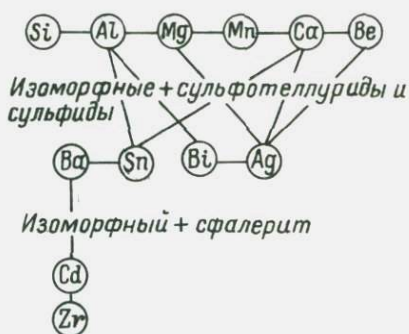
Состав галенита по данным микрозондового анализа

№ п/п	Pb	Bi	Ag	Zn	Ni	S	Se	Сумма
1	85.6	0.10	0.10	He опр.	He опр.	12.6	0.10	98.54
2	85.5	1.0	0.40	» »	0.04	12.6	He опр.	99.54
3	84.7	1.2	1.18	0.50	He опр.	13.7	» »	101.9

Примечание. 1 — Лонготьюганское и 2 — Свинцовое рудопроявление; 3 — Харьейское месторождение. В ан. 1 возможно содержание теллура порядка 1 %, судя по наличию структур распада, галенит — алтант (Коваленко и др., 1980). Аналитик: О. А. Яковлева.

Рис. 36. Схема корреляционных связей элементов-примесей в галените.

Породообразующие алюмосиликаты и карбонаты



шее, Желтая Гора и др.). Отчетливо также проявляется уменьшение содержания висмута в галените в направлении от центра рудоносной зоны к южному флангу.

Содержание серебра в галените изменяется от 50 до 11 800 г/т. Последнее свидетельствует о наличии твердых растворов галенита с висмутосеребряными фазами, так как содержание висмута и серебра значимо коррелируют ($k = +0.95$), хотя соотношение содержаний примесей этих элементов изменяется: Если в малопримесном галените их содержания примерно равны (возможно, раствор матильдита — AgBiS_2), то в высокопримесном галените висмут резко преобладает над серебром.

Содержание меди в исследованном галените отрицательно коррелирует с содержанием серебра и с пространственным положением объектов: высокосеребристый галенит характерен для центральной части рудоносной зоны, а медистый — для ее флангов.

Содержание кадмия в галените изменяется от 9 до 470 г/т. Максимальные для района содержания кадмия в галенитах (310—470 г/т) почти в 3 раза превышают известные для галенитов других регионов (Иванов, Панфилов, 1973; Условия нахождения. . ., 1978). Устанавливается, что галениты Ханмейского рудного поля и рудопроявления Желтая Гора относительно обеднены кадмием, т. е. в направлении от центра рудоносной зоны к флангам содержание кадмия в галените изменяется волнообразно, напоминая характер пространственного изменения этого элемента в сфалерите, что также объясняется совмещением в Западно-Харьбийской зоне продуктов различных этапов рудообразования. Характер пространственного изменения содержания кадмия при рассмотрении объектов, принадлежащих одному этапу рудогенеза, близок линейному. В пределах отдельных рудных полей содержание кадмия в галените снижается в 4—6 раз в направлении к их флангам.

Содержание теллура в галените может достигать 1 %, судя по наличию структур распада галенит—алтаит (Коваленкер и др., 1980) и галенит—жозеит-В. Содержание теллура в галените, судя по количеству включений минералов теллура как продуктов распада твердых растворов, уменьшается в направлении от центра рудоносной зоны к ее флангам.

Параметр элементарной ячейки галенита a_0 составляет $5.919 \div 5.947$ А, в среднем 5.934 А (табл. 31), что соответствует его

Содержание элементов-примесей в галените

№ п/п	Спектральный полуколичественный анализ, $\cdot 10^{-3}\%$			Атомно-абсорбционный анализ, г/т			Спектральный количественный анализ, г/т					
	Bi	Sb	Cd	Cu	Zn	Cd	Ag	Cu	Sb	Ni	Ti	Cr
1	1000	8	40	150	40	110	1500	80	50	1	50	140
2	1000	8	10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
3	70	8	250	1580	190	500	2700	190	50	1	130	120
4	20	20	Не опр.	5010	240	10	620	1000	120	1	45	150
5	1000	4	80	10	30	310	5000	10	45	1	40	140
6	1000	8	80	50	30	400	4200	10	50	4	50	300
7	70	70	100	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
8	8	8	80	» »	» »	» »	160	140	70	1	25	200
9	3	3	200	730	60	470	190	150	130	1	25	150
10	8	10	40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	130	160	65	1	20	100
11	30	30	20	» »	» »	» »	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
12	8	8	8	1800	2110	35	380	420	70	1	30	Сл.
13	10	4	20	830	2680	30	520	420	70	1	30	70
14	0.2	8	20	2610	40	100	50	550	80	2.5	75	150

Примечание. Рудопроявления: 1 — Заячьё; 2 — руч. Магнетитовый; 3 — Лонготьюганское; 4 — Желтая Гора; 5—6 — Свинцовое; 7—10 — Ревущее; 11 — Жильное; 12—13 — Полиметаллическое; 14 — Ханмейское.

Таблица 31

Основные физические свойства галенитов

№ п/п	Местонахождения, рудопроявления	ρ , кгс/мм ²	a_0 , Å	Плотность	Величина термоэдс, мВ	
					тип	среднее (пределы колебаний)
1	Заячьё	79	5.947	Не опр.	<i>n</i>	—7.02 (6.37÷8.70)
2	Руч. Магнетитовый	Не опр.	Не опр.	7.45		Не определялась
3	Лонготьюганское	62	5.946	Не опр.		—13.1 (12.9÷13.3)
4	Желтая Гора	63	Не опр.	» »		Не определялась
5	Свинцовое	74.5	5.919	7.60	<i>n</i>	—4.44 (3.8÷4.9)
6	»	73	5.926	Не опр.	<i>n</i>	—6.95 (6.31÷7.9)
7	Ревущее	76	5.923	» »	<i>n</i>	—13.5 (13.0÷14.0)
8	»	68	Не опр.	» »	<i>n</i>	—19.2 (18.5÷20.9)
9	»	76	5.938	» »	<i>n</i>	—17.0 (12.5÷19.8)
10	Полиметаллическое	63	5.926	7.51	<i>n</i>	—17.7 (17.3÷18.2)
11	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	<i>n</i>	—16.5 (16.1÷16.8)
12	Ханмейское	69	5.947	» »	<i>n-p</i>	—3.51 3.36 —0.76 (—4.34÷3.60)

Примечание. Номера соответствуют номерам в табл. 30.

стандартному значению. Наиболее низким значением a_0 характеризуются высокосеребристые разности галенита, что подтверждает выводы К. Сайто (1963) об уменьшении a_0 при вхождении серебра в структуру галенита до 0.25 %. Твердость галенита ($P=20$ г) колеблется в пределах $62 \div 79$ кгс/мм², усредненная по 171 образцу составляет 70.5 кгс/мм².

Исследования показали, что значение твердости микровдавления галенита зависит от размеров его выделений и места ее замера. Значения твердости возрастают с увеличением размеров зерен и в направлении к их центру. Отмечается понижение твердости галенита в связи с его окислением.

Интересные данные получены при изучении проводимости галенита. Были изучены образцы из рудопроявлений, в которых размер его выделений превышал 1.5 мм, так как при меньших размерах измерение термоэдс невозможно. Этим требованиям отвечали образцы Лонготьюганского, Свинцового, Ревущего и Полиметаллического рудопроявлений.

Изученные галениты обладают электронной проводимостью, что согласуется с литературными данными (Шмаевский и др., 1971; Шуй, 1979; Митюшева, Золотарев, 1980). Наблюдающаяся иногда смена знака термоэдс объясняется влиянием контактирующих минералов, а не сменой типа проводимости. Значения термоэдс галенита отчетливо коррелируют с содержанием серебра и особенно висмута, что позволяет связывать проводимость минерала с концентрацией соответствующих донорных примесей.

Детальные исследования термоэдс галенита выявили ряд дополнительных факторов, влияющих на ее величину. Так, величина термоэдс галенита повышается на 10—11 % в трещиноватых участках зерен. В окисленных агрегатах на расстоянии 0.2—0.3 мм от каемки церрусита происходит резкое уменьшение значений термоэдс в 9 раз. У галенита с высокими содержаниями Ag, Bi, и Te обнаруживается анизотропия величины термоэдс в зависимости от ориентировки среза; в срезах по (111) величина термоэдс возрастает примерно на 20 %.

Но наиболее важным фактором, влияющим на проводимость галенита, является состав окружающих его минералов. Обособленные выделения галенита и его зерна в сростании с пиритом и сфалеритом характеризуются относительно стабильной величиной термоэдс. На контакте галенита с халькопиритом-II величина термоэдс резко изменяется: с приближением к контакту она плавно снижается, затем резко падает и в зоне непосредственного контакта вновь возрастает до исходных значений. Значения термоэдс галенита, находящегося в сростании с халькопиритом-I, изменяются не только по величине, но и по знаку.

Декрептометрические исследования галенита показали, что газовыделение происходит в двух температурных интервалах. Первый приходится на температуру 180—300 °С и отвечает разрыву газовой-жидких включений, второй — на температуру выше 500 °С и обусловлен десульфуризацией галенита.

Обобщая изложенный материал, приходим к выводу, что для типоморфического анализа могут быть использованы закономерности изменения содержаний Ag, Bi, Cd, Cu и Te. Их содержания в галените определяются в основном пространственным положением объектов. Для типоморфического анализа может также использоваться термоэдрс, функционально связанная с содержанием серебра и висмута.

Кроме описанных выше основных рудообразующих сульфидов в изученных объектах выявлена целая группа редких сульфидов, сульфотеллуридов, теллуридов и сульфосолей, многие из которых установлены нами на Полярном Урале и Урале впервые (Литовско и др., 1984). В качестве акцессорной примеси эти минералы присутствуют в большинстве вольфрам-медно-молибденовых объектов и в некоторых полиметаллических рудопрооявлениях. В Харбейском месторождении они иногда образуют локальные скопления и представляют собой важный компонент руд, определяя концентрацию в них таких ценных элементов, как висмут, серебро, теллур, сурьма.

Блеклые руды. На Полярном Урале блеклые руды пользуются незначительным распространением в вольфрам-медно-молибденовых объектах. В качестве примеси они установлены в рудах Харбейского месторождения, Лонготьюганского и Полиметаллического рудопрооявлений. Блеклые руды являются одним из основных сульфидных минералов северного фланга Немурьюганского рудного поля.

Для блеклых руд характерна ассоциация с халькопиритом, борнитом, халькозином, сульфосолями и теллуридами Bi, Cu, Pb, а также галенитом, сфалеритом, антимонитом.

По составу блеклые руды отвечают тетраэдритам и теннантит-тетраэдритам (табл. 32). Для Харбейского месторождения характерны безмышьяковистые Ag-Fe тетраэдриты, для Немурьюганского рудного поля — Fe-Zn теннантит-тетраэдриты и Zn-Fe тетраэдрит-теннантиты. Обращает внимание приуроченность тетраэдритовых блеклых руд к вольфрамоносным объектам. На Лонготьюганском рудопрооявлении установлены блеклые руды аннивитового ряда, содержащие до 17.6 % висмута.

Типоморфной примесью всех блеклых руд вольфрам-медно-молибденовых объектов является висмут, содержание которого колеблется от 0.3 до 6 %. Для блеклых руд Немурьюганского рудного поля характерными примесями являются ртуть и кадмий, для Харбейского — серебро.

Анализ ассоциаций показывает, что состав блеклых руд отчетливо отражает общие черты минерализации объекта. Характер этой зависимости представляется следующим. Явное обогащение блеклых руд каким-либо компонентом свидетельствует об отсутствии других минеральных форм для данного компонента. Например, в Немурьюганском рудном поле блеклые руды обогащены висмутом и цинком, однако другие минеральные формы этих элементов пока неизвестны, а на Харбейском месторождении, где

Таблица 32

**Состав блеклых руд вольфрам-медно-молибденовых месторождений Западно-Харьбейской
рудноносной зоны, мас. %**

№ п/п	Zn	Fe	Cu	Sb	As	S	Bi	Ag	Hg	Cd	Сумма
1	He опр.	6.20	36.90	31.40	He обн.	23.40	0.40	1.60	He опр.	He опр.	100.20
2	» »	6.50	36.60	32.80	» »	24.40	0.20	1.70	» »	» »	102.40
3	3.4	2.8	40.5	19.5	5.4	25.7	2.6	He обн.	0.19	0.02	100.11
4	3.7	2.9	40.1	19.0	5.6	25.6	3.0	» »	0.20	He обн.	100.10
5	4.0	2.7	39.7	17.8	6.6	25.5	1.7	» »	0.50	» »	98.50
6	4.3	2.8	39.9	18.1	6.8	25.9	1.9	» »	0.3	» »	100.00
7	4.3	2.6	39.4	21.1	4.4	25.5	2.6	» »	0.3	» »	100.20
8	4.6	2.5	38.6	22.5	3.4	25.2	2.9	» »	0.3	» »	100.30
9	4.7	2.4	40.0	18.5	6.9	25.9	1.3	» »	0.4	» »	100.10
10	4.4	2.6	39.9	19.0	6.6	25.8	1.3	» »	0.4	» »	100.10
11	2.9	3.6	42.4	10.7	9.6	26.4	4.6	» »	He обн.	» »	100.2
12	2.6	3.2	42.0	9.5	10.2	26.3	5.2	» »	0.15	» »	99.15
13	2.8	2.9	42.1	11.0	10.3	26.0	2.5	» »	0.18	» »	100.28
14	2.7	3.4	42.4	10.0	11.8	26.6	3.0	» »	He обн.	» »	99.9
15	2.4	3.5	42.5	9.4	9.7	26.3	6.0	» »	» »	» »	99.8
16	2.7	2.9	42.9	11.1	9.9	26.4	3.8	» »	» »	» »	99.7
17	6.8	0.06	40.4	22.0	3.9	25.5	0.07	0.13	0.11	0.16	99.03
18	7.0	0.12	39.8	25.2	2.2	25.4	0.43	0.15	He обн.	0.12	100.42
19	6.5	0.36	39.4	25.7	1.7	25.1	0.06	0.14	0.06	0.20	99.22
20	7.0	0.21	39.7	24.1	3.0	25.5	0.43	0.07	He обн.	0.17	100.18
21	7.2	0.19	39.3	24.8	2.7	25.5	0.24	0.14	0.03	0.27	100.37

Примечание. 1, 2 — Харьбейское месторождение; 3—21 — Немурьюганское рудное поле. Аналитик О. А. Яковлева.

известны сфалерит и минералы висмута, блеклые руды содержат эти компоненты в небольших количествах. Незначительные содержания компонента указывают на присутствие других его минералов-носителей: ртуть — в ртутистом электруме, мышьяк — в арсенипирите на Немурьюганском рудном поле; серебро и висмут — в теллуридах и сульфосолях; цинк — в сфалерите на Харбее. Отсутствие компонента, характерного для блеклых руд, естественно, отражает отсутствие в целом минерализации данного элемента. Так, на Харбее неизвестны минералы мышьяка, соответственно и блеклые руды безмышьяковистые.

Состав блеклых руд в пределах Немурьюганского рудного поля изменяется в соответствии с минералогической зональностью. К промежуточным частям поля приурочены Fe-Ag с примесью Bi блеклые руды, а к флангам — Zn-Sb с примесью Hg. В отдельных рудных телах состав блеклых руд также варьирует: наиболее сильно Bi ($V=32\%$), Cd ($V=28\%$), As ($V=22-27\%$), меньше Zn ($V=10-12\%$) и совсем незначительно ведущие компоненты — Cu, Sb, S.

К о б а л ь т и н. Установлен в кварц-рутиловых жилах в ортоамфиболитах на р. Хадата (район Сальтальбинского рудопроявления). Образует отдельные кристаллы кубического габитуса размером до 1.3 мм. Ассоциирует с пирротинитом и халькопиритом. На Харбейском месторождении кобальтин нередко развивается по пирротину, образуя вместе с ульманнитом и полидимитом каемки шириной 0.01—0.4 мм. Реже встречается в виде изолированных идиоморфных кристаллов размером 0.05—0.1 мм в массе жильного кварца.

А н т и м о н и т. В рудопроявлении на северном фланге Ханмейского рудного поля антимонит является основным сульфидом. В кварц-карбонатных жилах и брекчиях он цементирует обломки кварца и анкерита, обрастает кальцитом (рис. 20, з). В пустотах образует кристаллы длиной до 6 см. Возможно, представлен двумя генерациями. В крупнокристаллических агрегатах антимонита под микроскопом наблюдаются структуры деформации — грануляция, полисинтетическое двойникование (рис. 20, д). Спектральным анализом устанавливается постоянная примесь свинца (0.1—0.3%), что может быть обусловлено наличием микровключений фюлепита, почти не отличимого по оптическим признакам. Зондовым анализом в антимоните примесь свинца не обнаружена.

В аксессуарных количествах антимонит установлен в эпидот-актинолитовых апосланцевых скарноидах северного фланга Немурьюганского рудного поля, где он образует игольчатые выделения длиной до 0.5 мм и ассоциирует с галенитом, блеклыми рудами, касситеритом.

С л о ж н ы е с у л ь ф и д ы. В рудах Харбейского месторождения обнаружены сложные сульфиды висмута, свинца, меди и серебра в виде тонкорассеянной вкрапленности, реже гнезд в ассоциации с теллуридами, халькопиритом-II, висмутом. Их выделения локализованы в трещинах спайности молибденита, пирротина.

халькопирита-I. В свою очередь рассматриваемые минералы обрастают халькопиритом-II, сульфотеллуридами, теллуридами, висмутом. Между собой сложные сульфиды порой образуют тесные сростания, на границах их зерен нередко фиксируются реакционные фазы. Выявляется, что при наложении на них теллуридной минерализации они разлагаются с образованием тонкозернистого агрегата халькопирита, галенита и хедлейита (рис. 6, а, д). При окислении они замещаются базобисмутитом (рис. 6, б). Размер выделений этих минералов от сотых долей миллиметра до 2.5 мм, форма индивидов таблитчатая, реже неправильная. Цвет тускло-черный, в свежем изломе — яркий металлический блеск, отмечается совершенная спайность в одном направлении.

Исследование состава сульфидов показало, что мы имеем дело с минералами двух групп (рядов): айкинита — висмутина (Cu—Pb—Bi—S) и Ag—Pb—Bi—S .

Сульфосоли системы Cu—Pb—Bi—S , как показало изучение их состава (табл. 33), представлены несколькими минералами, близкими по составу линдстремиту, фридрихиту, крупкаиту. Один из минералов этой группы характеризуется устойчивым составом, отличающимся от известных минеральных видов (табл. 34). Кристаллохимическая формула минерала $\text{Cu}_8\text{Pb}_8\text{Bi}_{14}\text{S}_{37}$. Он является наиболее распространенным среди других сульфосолей этой группы. Весьма вероятно, что это новый минеральный вид. Хотя, по мнению Н. Н. Мозговой (1985), в ряду айкинита—висмутина новых, отличных по составу минералов быть не должно, и все они представляют собой гомологи известных минералов с определенной структурой. Однако составы изученных минералов попадают, как правило, в области неизвестных составов, располагающихся между полями составов минералов ряда айкинит—висмутин.

В отраженном свете минерал серовато-белый, обладает отчетливым двуотражением, иногда наблюдаются двойники. Кривые отражения имеют аномальный профиль с небольшим подъемом в синей части спектра. Характеристические значения R_{590} составляют (в %): $R_g=44—50$; $R_p=39—36$; $R_g-R_p=2—5$. Твердость микровдавливания ($P=50$ г) $185—232$ кгс/мм², отмечается анизотропия твердости I и II рода. Величина термоэдс (разность температур стальных электродов 100°C) составляет $-(10.5 \div 12.4)$ мВ. Для этого минерала весьма характерно замещение гипидиоморфнозернистым агрегатом галенита, хедлейита и халькопирита (рис. 6, а) вплоть до образования полиминеральных псевдоморфоз. Установлено, что замещение происходит вследствие наложения более поздней теллуридной стадии минерализации.

Другие минералы этого ряда по составу близки хаммариту, линдстремиту, фридрихиту, крупкаиту. Встречаются они гораздо реже и образуют выделения размером до 0.6 мм. О том, что это все же различные минералы, а не вариации состава одного и того же минерала, свидетельствуют их тесные мирмекитоподобные сростания с тонкоизвилистыми границами фаз. На границах этих

Таблица 33

Состав сульфоселей и сульфидов Харбейского месторождения по данным микрозондового анализа

№ п/п	Минералы	Cu	Pb	Ag	Bi	S	Сумма
1	Хаммарит	7.7	28.1	Не обн.	46.7	17.4	99.9
2	Крупкаит	4.2	20.5	» »	57.6	17.9	100.2
3	Фридрихит	7.6	31.2	» »	46.1	15.8	100.7
4	Минерал-х	9.5	21.9	» »	49.6	16.9	97.9
5	Фридрихит	7.5	31.8	» »	46.1	16.0	101.4
6	»	7.5	31.8	» »	47.0	15.8	102.1
7	Минерал-х	7.5	13.8	» »	63.5	17.9	99.5
8	Линдстремит	6.2	20.3	» »	65.3	17.9	99.7
9	Хаммарит	8.9	29.5	» »	44.8	16.0	99.2
10	Висмутин	0.2	0.1	» »	82.2	17.7	100.2
11	Галенобисмутит	Не обн.	27.2	0.07	56.3	16.2	99.77
12	»	» »	26.9	0.13	57.5	15.9	100.43
13	»	» »	27.3	0.08	55.7	16.3	99.38
14	»	» »	26.5	0.16	56.1	16.3	99.06

Примечание. Аналитики О. А. Яковлева, В. Д. Бегизов.

Таблица 34

Состав минерала-х по данным микрозондового анализа

№ п/п	Pb	Cu	S	Bi	Sb	Сумма
1	25.83	7.64	19.43	46.81	0.29	100.00
2	27.08	7.61	19.34	45.51	0.22	99.76
3	26.20	8.01	19.14	46.20	0.32	99.87
4	26.01	8.37	18.49	46.66	0.27	99.80
5	26.52	8.11	19.23	46.27	0.26	100.36
6	26.94	7.87	19.42	46.46	0.26	100.95
7	27.26	7.89	18.44	47.50	0.05	101.14
8	26.68	8.45	18.41	45.46	0.21	99.21
9	25.36	7.64	19.11	46.96	0.19	99.20
10	26.32	8.34	19.09	46.62	0.20	100.57

Примечание. Аналитик О. А. Яковлева.

Таблица 35

Состав минералов ряда Ag—Pb—Bi—S Харбейского месторождения по данным микрозондового анализа

№ п/п	Ag	Pb	Bi	S	Sb	Сумма
1	6.5	32.8	46.7	14.4	0.2	100.6
2	11.9	22.4	51.9	15.0	0.5	101.7
3	13.0	3.0	67.0	19.0	Не обн.	102.0
4	8.6	19.1	54.1	19.0	0.3	100.1
5	9.3	18.0	53.9	19.1	0.3	100.6
6	7.9	18.4	56.1	16.9	0.3	99.6

Примечание. Аналитик О. А. Яковлева.

фаз, а также внутри фаз отмечаются включения минералов группы жозеита, галенит, верлит.

Минералы системы $Ag-Pb-Bi-S$ распространены незначительно. Они устанавливаются в тесных сростаниях друг с другом, жозеитом-В, цумоитом, висмутом. Размер выделения минералов этой группы 0.01—1.2 мм. По трещинам и краям зерна замещаются гипергенными минералами, в массе которых наблюдаются включения висмута «лапчатой» формы размером до 0.08 мм.

Изучение состава показало, что в рассматриваемой группе выделяются три минерала (табл. 35), причем в большинстве они не имеют аналогов среди известных минеральных видов. Наиболее распространен минерал с содержанием серебра 8—9%. Выявлено, что содержание серебра в минералах этой группы возрастает к флангам Харбейского месторождения от 6.5 до 9—13%.

Жозеит. Относительно широким распространением жозеит пользуется в объектах Западно-Харбейской рудоносной зоны. В настоящее время он обнаружен на Харбейском месторождении, Свинцовом и Лонготъюганском рудопроявлениях в ассоциации с другими теллуридами, висмутом, сульфосолями и сложными сульфидами. Наблюдается в виде выделений неправильной или удлиненной формы размером до 0.2—0.3 мм, в сростании с другими минералами висмута, в трещинах молибденита, пирротина, халькопирита, в виде ламелеобразных включений в галените размером 2—26 мм (рис. 11).

Соотношение Te/S в изученном жозеите (табл. 36) варьирует от 0.4 до 2.8 (отношение формульных коэффициентов), что свидетельствует о присутствии в рудах как жозеита-А (Bi_4TeS_2) и жозеита-В (Bi_4Te_2S), так и протожозеита. Частота встречаемости жозеита-А составляет 53, жозеита-В — 20, протожозеита — 27%. В качестве примесей в жозеите установлены свинец, золото, железо. Высокие содержания свинца свидетельствуют о наличии ряда жозеит—алексит.

Теллу ров и смутит. Обнаружен в сростании с сульфотеллуридами и в виде изолированных пластинчатых выделений размером до 0.32 мм. В отраженном свете белый, в сростании с жозеитом с розоватым оттенком. Диагностирован по кривым отражения и рентгенограммам.

Цумоит. Установлен в рудах Харбейского месторождения, где он встречается в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, шеелитом в кварцево-рудных жилах. Образует рассеянную вкрапленность, размер пластинчатых и призматических выделений до 0.3×0.8 мм. Наблюдается в сростании с теллу ров и смутитом, галенитом, верлитом, висмутом. В отраженном свете желтовато-белый, нередко двойники. Состав цумоита приведен в табл. 36.

Pb-цумоит. Обнаружен на Харбейском месторождении в виде включений размером до 0.2 мм в расщепленных пластинках крупночешуйчатого молибденита. Оптические свойства близки цумоиту. Отличается высоким содержанием свинца (14—17.4%) и, вероятно, является самостоятельным видом.

Состав теллуридов и сульфотеллуридов месторождений Западно-Харьбейской рудоносной зоны

№№ п/п	Минералы	Pb	Bi	Ag	Au	Cu	Fe	Sb	S	Te	Сумма	
1	Жозеит-А	He обн.	82.2	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	5.8	11.7	100.3	
2	»	То же	83.2	То же	То же	То же	То же	То же	5.5	11.3	100.0	
3	»	»	81.4	»	»	»	»	»	6.0	13.0	100.4	
4	»	»	82.0	»	»	0.02	0.04	0.05	5.6	12.5	100.21	
5	»	1.5	81.3	»	»	He обн.	He обн.	He обн.	6.4	10.3	99.5	
6	»	—	80.8	»	»	То же	То же	То же	6.2	12.4	99.4	
7	Протожозеит	3.5	76.0	»	»	»	»	»	6.2	14.4	100.1	
8	То же	7.12	66.8	»	»	»	»	»	7.14	16.5	97.61	
9	То же	He обн.	76.5	»	»	0.2	2.0	»	6.5	16.1	101.3	
10	Жозеит-В	То же	73.8	»	0.2	He обн.	0.2	»	2.6	21.5	98.5	
11	»	»	73.0	»	0.15	То же	0.6	»	2.8	23.0	99.35	
12	»	0.78	74.8	»	He обн.	»	He обн.	»	2.8	22.5	100.37	
13	Протожозеит	3.6	71.6	»	То же	»	То же	»	3.0	21.6	99.8	
14	То же	0.4	75.7	»	»	»	»	»	3.1	20.4	99.6	
15	Жозеит-В	He обн.	74.3	»	»	»	»	»	2.8	22.4	99.5	
16	Верлит	1.94	62.8	»	»	»	»	0.23	He обн.	32.8	97.88	
17	»	3.21	62.7	»	»	»	»	0.23	То же	34.5	100.64	
18	Хедлейит	He обн.	76.3	»	He обн.	»	»	He обн.	0.04	23.7	100.04	
19	»	То же	77.9	»	0.1	»	0.2	0.1	He обн.	21.2	99.8	
20	»	»	79.8	»	0.3	»	0.2	0.1	То же	19.4	99.8	
21	Хедлейит	He обн.	79.4	He обн.	0.3	He обн.	0.2	0.1	He обн.	18.7	98.7	
22	»	То же	80.5	То же	He обн.	То же	0.03	0.19	опр.	0.3	18.9	99.92
23	»	»	79.9	0.4	То же	»	0.19	He обн.	0.02	18.6	99.11	
24	Цумоит	»	54.8	He обн.	»	»	He обн.	То же	He обн.	44.9	99.7	
25	»	0.69	61.6	He обн.	»	0.04	То же	»	0.08	35.6	98.01	
26	Pb-цумоит	17.4	54.4	0.05	»	He обн.	»	»	6.5	22.7	101.05	
27	»	14.0	57.6	0.08	»	0.1	0.03	»	5.8	22.3	99.91	
28	Алтаит	61.8	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	38.0	99.80	
29	»	59.8	0.06	0.12	0.25	He обн.	0.03	He обн.	0.03	36.9	97.19	
30	»	60.6	0.36	0.06	0.3	То же	0.06	То же	0.04	39.3	100.72	
31	Гессит	He обн.	He обн.	62.5	He обн.	»	He обн.	»	0.02	37.2	99.72	

Примечание. Месторождения, рудопроявления: 1—11, 15, 16, 20—27 — Харьбейское; 17, 19, 28—31 — Лонготьюганское; 12—14 — Свинцовое. Аналитики О. А. Яковлева, В. Д. Бегизов.

Верлит и хедлейит. Оба этих минерала встречаются на Харбейском месторождении, верлит установлен также на Лонготьюганском рудопроявлении. Хедлейит распространен достаточно широко и образуется в результате «теллуризации» сульфосолей висмута, при этом образуется гипидиоморфнозернистый агрегат хедлейита, галенита и халькопирита. Форма выделений хедлейита неправильная, размер до 0.06 мм. Верлит образует отдельные выделения в кварце или сростания с сульфосолями и теллуридами висмута. Состав минералов приведен в табл. 36.

А л т а и т. В Лонготьюганском рудном поле алтаит установлен в виде округлых выделений в галените. Размер наиболее крупных выделений до 0.2 мм, они окружены ореолом мелкой вкрапленности размером 2—10 мкм, что интерпретируется нами как структура распада твердого раствора (Коваленкер и др., 1980), претерпевшая метаморфизм. В отраженном свете алтаит белый с желтоватым оттенком. Изредка он содержит включения гессита, жозеита-В, верлита и сильно анизотропного минерала с оптическими характеристиками самородного теллура. Состав алтаита приведен в табл. 36.

ВОЛЬФРАМАТЫ

Минералы этого класса в изученном районе представлены шеелитом, молибдошеелитом, ферберитом и вольфрамитом,¹ детально изучавшимися С. Г. Караченцевым (1978). Они в заметных количествах встречаются в объектах молибденит-шеелит-редкометалльного (Орлиное) и шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитового (Харбейское, Немурьюганское) типов. Как примесь молибдошеелит установлен нами на Сальтальбинском рудопроявлении. Возможно, шеелит присутствует в рудах Ханмейского и Лонготьюганского рудопроявлений, характеризующихся повышенным содержанием WO_3 . Это предположение подтверждается и отмеченными выше особенностями типохимизма молибденита Лонготьюганского рудопроявления.

Корреляционный анализ показывает (табл. 4, 5), что содержание вольфрамов в объектах, как правило, не коррелирует с содержаниями других рудных минералов. Лишь в Немурьюганском рудопроявлении устанавливается сильная положительная корреляция между содержаниями молибденита и шеелита. Это свидетельствует о резко обособленной локализации вольфрамов.

Цвет шеелита и молибдошеелита желтовато-серый, белый, реже красный. Участки, обогащенные включениями хлорита, имеют темно-серую до черной окраску. Анализ их состава (табл. 37, 38) и характера катодолюминесценции свидетельствует о наличии в основных вольфрамоносных объектах как шеелита,

¹ Ферберит и вольфрамит, встречающиеся только на рудопроявлении Орлином (Караченцев, Высоцкий, 1974), детально не рассматриваются. Далее под «вольфраматами» подразумеваются шеелит и молибдошеелит.

Состав (в мас. %), содержание редких земель (в г/т) и некоторые физические свойства молибдошеелита и шеелита, по С. Г. Караченцеву (1978)

Компоненты	1	2	3	4	5
CaO	19.28	19.50	19.40	19.30	19.40
WO ₃	78.00	79.00	80.30	80.10	80.30
MoO ₃	3.36	2.00	He опр.	0.30	0.27
Ta ₂ O ₅	He опр.	He опр.	0.001	He опр.	0.0016
Nb ₂ O ₅	» »	0.07	0.09	» »	0.09
ΣTR ₂ O ₃	0.38	0.29	0.03	0.03	0.06
La ₂ O ₃	230	74	He обн.	He обн.	50
Ce ₂ O ₃	1000	239	100	100	140
Pr ₂ O ₃	310	140	50	50	50
Nd ₂ O ₃	560	470	He обн.	He обн.	150
Sm ₂ O ₃	230	130	100	100	100
Gd ₂ O ₃	91	82	10	10	95
Dy ₂ O ₃	280	150	He обн.	He обн.	Сл.
Ho ₂ O ₃	Сл.	Сл.	» »	» »	»
Er ₂ O ₃	87	100	12	Сл.	140
Tu ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	»	Сл.
Yb ₂ O ₃	32	38	5	11	41
Сумма	2820	1513	237	271	766
Y ₂ O ₃	1000	1400	87	80	770
ΣTR ₂ O ₃	3820	2913	324	351	1536

Физические свойства

Плотность		6.18	6.03	6.20	6.16	He опр.
Метрика решетки, Å	a ₀	5.232	5.245	5.26	5.28	5.244
	c ₀	11.372	11.478	11.372	11.478	11.428

Примечание. 1—4 — Харбейское месторождение; 5 — Орлиное рудопроявление.

так и молибдошеелита. На Немурьюганском и Орлином рудопроявлениях преобладает шеелит, а на Харбейском месторождении — молибдошеелит.

Весьма информативным является содержание в вольфраматах редкоземельных элементов. Шеелит в сравнении с молибдошеелитом характеризуется меньшим общим содержанием редких земель, но большей ролью среди них тяжелых лантаноидов. С. Г. Караченцев (1978) отмечает, что в пространственно-генетическом ряду формаций от грейзеновой вольфрамово-редкометалльной к кварц-сульфидно-вольфрамовой и далее к ртутно-сурьмяно-вольфрамовой выявляется отчетливая тенденция накопления редкометалльных элементов и иттрия. А в рамках отдельных месторождений наблюдается обеднение поздних генераций редкоземельными элементами. Наиболее отчетливо региональная закономерность изменения состава отражается в составе легких лантаноидов, особенно неодима. Величина наблюдаемого «неодимового сдвига» различна у шеелитов разной формационной принадлежности (Караченцев, 1978).

Состав молибдошеелита Харбейского месторождения по данным микронзондового анализа (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
CaO	20.7	20.8	21.1	20.4	19.7	20.4	20.1
WO ₃	76.0	75.7	75.9	76.9	77.0	76.0	76.0
MoO ₃	2.3	3.4	2.8	2.6	2.6	4.1	3.1
La ₂ O ₃	0.07	0.03	0.01	Не обн.	0.01	Не обн.	Не обн.
Ce ₂ O ₃	0.30	0.25	0.23	0.23	0.26	0.18	0.20

Примечание. Аналитик О. А. Яковлева.

Кроме редкоземельных элементов в вольфраматах спектральным анализом установлены примеси (в %): Mn, Pb — 0. n; Bi, Cu, Co, Ba — 0.0n.

Параметры элементарной ячейки шеелита и молибдошеелита, по данным С. Г. Караченцева (табл. 37), варьируют, по нашим данным, параметры вольфрамов Харбейского и Немурьюганского рудопоявлений близки и составляют (в Å): $a_0=5.240-5.242$, $c_0=11.366-11.372$.

Твердость микровдавливания ($P=50$ г) молибдошеелита Харбейского месторождения зависит от размеров его кристаллов: у мелких выделений — 383—503 (среднее 420), у крупных — до 683 кгс/мм² (среднее 540 кгс/мм²). В распределении значений твердости отмечаются две моды — в области 503 и 566 кгс/мм².

Таблица 39

Характер термолюминесценции шеелита и молибдошеелита

№ п/п	Цвет катодолюминесценции	Естественная				После γ -облучения дозой 10 Мрад				
		максимум высвечивания, °С				максимум высвечивания, °С				
		140	220	240	270	135	170	220	240	320
1	Голубой	0	0	6	8	206	0	0	6	0
2	»	0	0	0	0	5	0	0	0	0
3	»	0	0	12	0	0	170	0	4	0
4	Белый	0	0	2.5	0	14	1	0	7	0
5	»	0	0	10	0	90	15	10	3	0
6	Желтый	0	0	2	0	45	0	0	12	0
7	»	0	0	0	0	1.5	0	0	0.5	0
8	»	0	0	0	0	8	0	0	0	0
9	»	3	0	7	0	0	4	0	2	1
10	»	0	0	0.5	0	45	3	1	7	0
11	Синий	0	2	0	0.5	42	0	0	7	0
	Частота встречаемости, %	9.1	9.1	63.6	9.1	82	45	27	82	9.1
	Средняя интенсивность, усл. ед.	3	2	6	0.5	67	39	5	5	1

Примечание. Средняя интенсивность рассчитывалась без учета нулевых значений. 1—10 — Харбейское месторождение; 11 — Немурьюганское рудопоявление.

Декрептометрические исследования шеелита показали, что газовыделение происходит в двух температурных интервалах. Первый — 60—280 °С — подразделяется на два подинтервала: 60—160 и 160—280 °С. На кривой ДТА этому интервалу соответствуют пологий эндоэффект и потеря 0.75 % веса, что позволяет первый подинтервал связывать с обезвоживанием, а второй со средневзвешенной температурой в 220 °С — с разрывом газожидких включений. Второй интервал газовыделения фиксируется выше 250 °С, на дериватограммах ему отвечают эндоэффект и потеря веса.

Важным типоморфным свойством вольфрамов является их термолюминесценция (ТЛ) (табл. 39).

На кривых естественного термовысвечивания отмечается четыре максимума, главный из которых находится в области 240—250 °С. Анализ вариаций интенсивностей ТЛ приводит к следующим выводам. Устанавливается различие характера естественной ТЛ вольфрамов Харбейского месторождения (как правило, один максимум в области 240—250 °С) и Немурьюганского рудопроявления (два максимума в областях 220—225 и 270—280 °С). Для вольфрамов Харбейского месторождения выявляется, что в направлении от центральной наиболее продуктивной части к периферии интенсивность ТЛ возрастает.

На кривых наведенной ТЛ вольфрамов отмечается до 5 максимумов, из которых наиболее часто встречающимися являются максимумы в областях 135—140 и 240—250 °С. По характеру кривых можно выделить три их типа: первый — с одним малоинтенсивным пиком; второй — с низко- и среднетемпературным; третий — с широким набором пиков (3—4) (рис. 37). Каких-либо четких закономерностей в изменении характера и интенсивности наведенной ТЛ не обнаружено. Отмечается только, что для шеелита более характерны кривые ТЛ второго типа.

Обобщая данные по естественной и наведенной ТЛ, мы приходим к выводу, что вольфраматы изученных объектов испытали после своего образования прогрев до 140—

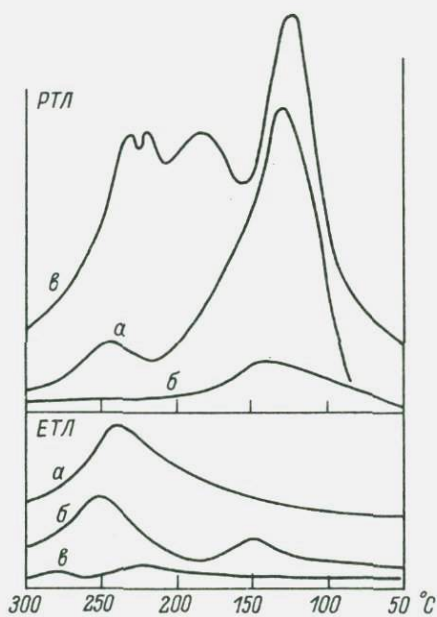


Рис. 37. Спектры термолюминесценции шеелитов до (ЕТЛ) и после гамма-облучения (РТЛ) дозой 10 Мрад.

25 °С, вероятно, в связи с последующими стадиями сульфидного минералообразования. Исходя из этого, мы определяем температуру кристаллизации молибдена, пирротина и халькопирита ниже 250 °С.

ФОСФАТЫ

В изученном районе фосфаты в настоящее время представлены 14 минералами. Важное значение для оценки рудоносности района имеет фосфатная минерализация во вторичных кварцитах. В составе последней наиболее распространен и изучен лазулит.

Л а з у л и т. Обнаружен в кварцевых жилах во вторичных кварцитах бассейна р. Лонготьюган (Литошко, 1984). Дальнейшее изучение показало, что лазулит образует рассеянную вкрапленность (до 4—7 %, местами 12—15 %) в некоторых разностях вторичных кварцитов. В кварцевых жилах лазулит образует желвакообразные выделения размером до 3—8 см, отдельные гнезда имеют размер до 30 см. Редко наблюдаются дипирамидальные кристаллы величиной 2.5—3 см.

Цвет лазулита от темно-индигово-синего до ярко-синего, первые тяготеют к гематитовым разностям вторичных кварцитов, вторые — к дистеновым и хлоритоидовым. В крупных выделениях лазулита отчетливо проявлена спайность, они часто раздроблены и замещаются по трещинам и периферии редкоземельными фосфатами, беловитом, барбосалитом. В жилах и вторичных кварцитах лазулит замещает кварц, обрастает гематит, дистен, хлоритоид.

Как показало изучение под микроскопом, крупные желваки лазулита состоят из сросшихся изометрических кристаллов размером 2—10 мм. В кристаллах часто устанавливаются двойники, в ряде случаев полисинтетические. Для лазулита из жил характерно наличие тонкорассеянных включений гематита с размером пластинок 0.06—0.3, иногда до 1.5 мм. Периферические части кристаллов имеют более бледную окраску, кроме того, жильные лазулиты всегда имеют более темный цвет.

По составу (табл. 40) лазулит относится к магнизиальной (обыкновенный лазулит) и железисто-магнизиальной (лазулит) разности. Вариации состава отчетливо проявляются в изменении насыщенности окраски лазулита из жил и вторичных кварцитов различного состава. Зональность окраски индивидов также объясняется уменьшением железистости в периферических частях кристаллов. Особенностью состава лазулита является присутствие фтора в количестве до 0.64 %, что ранее не отмечалось для минералов этой группы. Возможно, что добавочный анион в кристаллохимической формуле лазулита содержит не только гидроксил, но и фтор, аналогично апатиту. Спектральным анализом в лазулите установлены элементы-примеси (в %): марганец — 0.05; цинк, стронций — 0.02; молибден, свинец, медь — 0.002; титан — 0.001.

Состав и основные физические свойства лазулита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
MgO	9.30	11.35	9.14	12.10	10.02	8.80	10.38
FeO	7.60	3.79	5.23	1.38	5.25	5.46	3.95
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.06	Не обн.	0.06
Al ₂ O ₃	33.03	33.52	34.17	32.58	32.37	33.98	32.49
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.53	0.75	0.33	0.60
P ₂ O ₅	43.57	44.76	45.76	46.66	45.42	44.87	45.79
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6.25	5.83	5.98	6.48
Сумма	93.50	93.56	94.29	99.50	99.67	99.42	99.75
Mg/Fe, мол. отн.	69/31	84/16	76/24	94/6	77/23	74/26	82/18
Плотность	3.29	3.14	3.32	Не опр.	3.16	Не опр.	3.12

Примечание. 1, 2 — Полярный Урал, темно-синий (1) и синий (2) лазулиты из кварцевых жил во вторичных кварцитах; 3 — Патомское нагорье, кварцевая жила с гематитом; 4 — Парагачайское месторождение, андалузитовые вторичные кварциты (Мовсесян, 1941); 5 — Нижне-Ичетуйское месторождение лазулита, кварцевая жила в мусковит-силлиманитовых сланцах (Кузнецова, 1971); 6 — Мамско-Чуйский район, кварцевая жила в хлоритовых сланцах (Лобач-Жученко, 1963); 7 — Грэйвз-Маунтин, США, кварцевая жила в серицит-дистеновых вторичных кварцитах (Pecora, Fahey, 1950). 1—3 — по данным микрозондового анализа, аналитик О. А. Яковлева; в этих же пробах не обнаружены стронций, барий, медь, кремний; сумма низка, так как не определялась вода.

Физические свойства лазулита близки стандартным. Основные линии на рентгенограммах темно-синей и светло-синей разновидностей соответственно (в скобках — интенсивность): 3.47 (6) — 2.55 (10) — 2.08 (8) — 1.600 (7); 3.24 (4) — 3.22 (4) — 3.08 (10) — 2.55 (3) — 1.540 (5) А. Расчет состава лазулита по рентгенометрическим данным (Abernathy, Blanchard, 1982) привел к удовлетворительной сходимости с микрозондовым анализом для светло-синей разновидности; расчетные формульные коэффициенты магния и железа 0.84 и 0.16 соответственно. Для темно-синего лазулита расчетные коэффициенты значительно отличаются от данных микрозондового анализа (в скобках): Mg — 0.40 (0.675); Fe — 0.60 (0.309).

В ИК спектрах поглощения лазулита отмечаются следующие полосы поглощения: 430, 455, 515, 560, 590, 615, 662, 775, 820, 1010, 1040, 1060, 1100, 1115, 1200, 3400 см⁻¹. Спектр рентгенолюминесценции характеризуется двумя полосами излучения: первой с максимумом в области 325 нм интенсивностью 13 усл. ед.; второй с максимумом в области 570 нм интенсивностью 60 усл. ед. На кривых термолуминесценции отмечается один слабый максимум в области 250 °С, интенсивность которого возрастает в 5 раз после гамма-облучения (10⁶ рад).

Анализ литературных данных показывает, что лазулит, близкий по составу полярноуральскому, типичен для вторичных кварцитов, развивающихся по вулканитам основного состава. Подобные лазулиты известны в месторождениях США (Грэйвз-Маунтин, Клабиз-Маунтин, Блэк-Игл и др.), Австрии (Фишбах), Швеции (Вестана), Бразилии (Дэттэс), Мадагаскара (Байти-Маунтин),

а также ряде районов Восточной Сибири — Патомское и Витимо-Патомское нагорья, Мамско-Чуйский район (табл. 40). Весьма сходны и лазулитсодержащие минеральные ассоциации. Особенностью Полярноуральского объекта является широкое развитие редкоземельно-фосфатной минерализации.

Литературные данные (Мовсесян, 1941; Беляков, 1945; Ресога, Fahey, 1950, и др.) свидетельствуют, что проявления лазулитовой минерализации тяготеют к рудным полям и месторождениям: хрустали (Приполярный Урал), драгоценных камней (Минас-Жерайс, Грэйвз-Маунтин и др.), полиметаллическим (Тетюхе), медно-молибденовым (Парагачайское, Армения). Особенно примечательным является наличие лазулита в районе Парагачайского медно-молибденового месторождения, входящего в Каджаранский рудный район, обнаруживающий много общего, особенно в составе минерализации, с Западно-Харьбейской зоной.

Изучение Полярноуральского проявления лазулита и анализ литературных данных привели нас к выводу, что лазулит можно рассматривать в качестве индикатора рудоносности (Литошко, 1986). Этот вывод основывается на следующих положениях. Лазулит является типоморфным минералом вторичных кварцитов (Наковник, 1968), маркирующих вулканические аппараты зон долгоживущих разломов и нередко контролирующих (вмещают или экранируют) разнообразное оруденение (медь, молибден, золото). По данным Я. А. Виньковецкого (1970), именно с наложенными процессами связана продуктивная минерализация вторичных кварцитов.

Характер взаимоотношений лазулита с породообразующими минералами вторичных кварцитов, устойчивый парагенезис с мусковитом, приуроченность к участкам наиболее интенсивного преобразования вторичных кварцитов, наличие в составе фтора свидетельствуют об явно наложенном (метасоматическом) характере лазулитовой минерализации. Последующее развитие редкоземельной минерализации свидетельствует о весьма длительной активности зоны разлома. Следовательно, лазулит является индикатором длительно живущих зон эндогенной активности, с которыми, как правило, связаны месторождения.

ОКИСЛЫ

Минералы этого класса пользуются в изученном районе широким распространением и представлены значительным числом видов (табл. 2). Среди них наибольший интерес в плане изучения условий рудообразования представляют магнетит и гематит (рис. 17).

Магнетит в виде рассеянной вкрапленности присутствует во многих изверженных, метаморфических и метасоматических породах Западно-Харьбейской рудоносной зоны. Значительные его скопления наблюдаются в скарнах и скарноидах Немурьюганского, Скарнового, Разломного рудопроявлений и Харьбейского

месторождения, во вторичных кварцитах руч. Магнетитового и магнетитовых сланцах р. Б. Ханмей. В скарнах Немурьюганского рудопоявления магнетит нередко замещается маггемитом, что подтверждается данными термомагнитного анализа.

Гематит образует рассеянную вкрапленность во вторичных кварцитах р. Немурьюган, руч. Магнетитового и в зонах окварцевания в сланцах няровейской свиты. Заметные скопления отмечаются в кварцевых жилах во вторичных кварцитах и редко в сланцах. Зеркала скольжения мелких дизъюнктивов в вулканитах основного состава нередко гематитизированы.

Геологическая позиция магнетито- и гематитопоявлений определяется их приуроченностью к зонам деструкции пород. Наиболее крупные проявления пространственно связаны с полями гранитизации, на фронте которых в связи с выносом фемических компонентов (магния, кальция, железа) происходит базификация. Причем магнетит образует заметные концентрации преимущественно при базификации пород основного состава — альбит-актинолит-хлоритовых и альбит-эпидот-хлоритовых аповулканогенных сланцев, т. е. пород с высоким содержанием базификатных компонентов. Базификация пород кислого состава чаще выражается в новообразованиях хлорита, эпидота, фенгита, стильпномелана, биотита и магнетита. При базификации кварцитов образуется, как правило, гематит, а в карбонатных породах (доломитах) — магнетит.

Степень окисленности железа в минеральной форме отражает окислительный потенциал среды минералообразования, который может значительно изменяться в зависимости от состава субстрата и, как показывает анализ, положения относительно швов разломов. Так, устанавливается, что гематитовые вторичные кварциты вблизи шва разлома сменяются магнетитовыми на удалении. На контакте доломитов и сланцев в первых кристаллизуется почти исключительно магнетит, а во вторых — гематит.

В региональном плане магнетитопоявления окаймляют зону гранитизации с запада и востока в виде прерывистой полосы объектов. В пределах отдельных месторождений зоны магнетитизации приурочены к тектоническим нарушениям и не выходят за пределы зоны приразломных изменений, маркируя центральную их часть.

При совмещении полей развития магнетитовой и гематитовой минерализаций гематит всегда представляет центральные части зональных минералогенетических систем, а магнетит — фронтальные, отражая пространственную изменчивость условий формирования.

Взаимоотношения гематита и магнетита показывают, что гематит во всех наблюдавшихся случаях образуется относительно позже магнетита. Для аподолмитовых скарнов характерно замещение магнетита маггемитом. Это свидетельствует об образовании железокислой минерализации на регрессивном этапе процесса базификации.

Состав и основные свойства магнетита

Показатели состава и свойств	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Fe ₂ O ₃	68.09	68.69	70.04	70.20	67.31	68.17	68.19	69.19	68.42	68.60	69.20	67.46	50.36	78.56	75.42
FeO	27.30	27.00	26.89	27.13	27.87	27.84	27.91	27.93	28.22	29.78	29.10	28.89	24.57	20.15	23.20
TiO ₂	0.12	Не обн.	0.33	Не обн.	0.14	Не обн.	0.16	0.72	0.09	Не обн.	Не обн.	0.80	0.30	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	4.09	4.06	1.96	2.04	4.20	3.44	3.11	1.81	2.37	0.18	0.07	0.57	7.50	0.10	0.11
MnO	0.02	0.06	0.17	0.08	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.13	0.05	0.08	0.05	0.004	0.01
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.07	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.07	0.05	1.09	Не обн.	0.20
CaO	0.59	0.59	0.59	0.57	0.59	0.83	0.83	1.31	0.59	0.12	0.02	Не обн.	Не обн.	0.21	0.12
Na ₂ O	0.10	0.12	0.15	0.14	0.14	0.13	0.12	0.18	0.16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.06	0.06	0.09	0.03	0.03	0.11	» »	» »	» »	» »	» »	» »
V ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.006	0.011	0.040	0.063	0.060	0.41	0.18	0.158	1.376	0.12	0.10
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.17	0.41	Не опр.	12.944	0.33	0.16

Формульные коэффициенты

Fe ³⁺	1.910	1.926	2.023	1.988	1.904	1.970	1.931	1.965	1.973	2.003	2.014	1.933	1.373	Не рассчитывались	
Fe ²⁺	0.853	0.839	0.868	0.854	0.878	0.904	0.877	0.880	0.911	0.948	0.941	0.946	0.744	То же	
Al	0.182	0.173	0.046	0.085	0.168	0.091	0.133	0.084	0.079	0.008	0.003	0.025	0.321	» »	
Ti	0.007		0.019		0.004		0.005	0.020	0.003			0.023	0.008	» »	
Mn	0.001	0.002	0.007	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.064	0.002	0.003	0.002	» »	
Mg							0.004					0.004	0.003	» »	
V										0.011	0.014	0.004	0.033	» »	
Cr										0.005	0.012		0.371	» »	

Таблица 41 (продолжение)

Показатели состава и свойств	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
------------------------------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----

Элементы-примеси, г/т

Pb	Не опр.	Не опр.	200	Не опр.	1530	210	1170	920	50	Не опр.	150	150	170	Не опр.	Не опр.
Zn	» »	» »	78	» »	71	76	66	110	39	» »	90	170	147	» »	» »
Cu	200	70	32	10	Не опр.	64	64	56	40	» »	35	31	41	» »	» »
Mo	30	30	20	10	» »	140	20	20	20	» »	10	Не опр.	13	Сл.	Сл.

Индикаторы типохимизма и физические свойства

Fe ³⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.691	0.697	0.700	0.700	0.684	0.685	0.688	0.691	0.684	0.679	0.682	0.671	0.649	Не опр.	Не опр.
Me ³⁺ /Me ²⁺	2.445	2.496	2.378	2.403	2.341	2.258	2.336	2.328	2.228	2.129	2.157	2.063	2.625	» »	» »
T _K , °C	593	590	592	600	603	592	598	584	593	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	» »	» »
H, кгс/мм ²	670	670	596	Не опр.	582	576	574	537	554	» »	» »	» »	» »	» »	» »
a ₀ , Å	8.392	8.368	8.391	8.394	8.391	Не опр.	8.389	8.394	8.390	» »	» »	» »	» »	» »	» »
Cr ₂ O ₃ /V ₂ O ₅										0.41	2.28	0	9.41	2.75	1.6

Примечание. Состав магнетита — по данным химического анализа; аналитики Т. Д. Косарева, Л. М. Бер, Е. Ф. Малахова. Кристаллохимические коэффициенты приведены без учета компонентов минералов-включений (эпидот, хлорит, кальцит). Содержание примесей — по данным атомно-абсорбционного (Cu, Zn, Pb) и количественного спектрального (Mo, Sn) анализов. 1, 2 — скарны Немурьюганского рудопоявления; 3 — магнетитовые тела на северном фланге Харбейского месторождения; 4 — скарноиды зоны Магнетитового разлома; 5—7 — Харбейское месторождение (5 — эпидот-стильпномелановые скарноиды, 6 — кварцевая жила, 7 — стильпномеланиты); 8 — скарны Разломного рудопоявления; 9 — амфиболиты зоны Восточного магнетитового разлома; 10 — вторичный кварцит с пиритом и магнетитом, руд. Магнетитовый; 11 — брекчия альбитов с магнетитовым цементом, руд. Медный; 12 — амфиболит со сфеном и магнетитом, руд. Няшор; 13 — тальк-анкерит-кальцитовая аподоломитовая брекчия, р. Немурьюган; 14, 15 — магнетитовые массивные руды, Немурьюганское рудопоявление.

Анализ корреляционных связей магнетита с другими рудными минералами (табл. 4, 5) показывает, что его содержание в объектах не коррелирует значимо с содержаниями ни одного из них, что интерпретируется как признак резкой пространственной обособленности магнетита. Из относительно сильных связей выделяются положительные с шеелитом и молибденитом и отрицательная с халькопиритом в Немурьюганском рудопроявлении. Отметим, что шеелит и молибденит являются наиболее ранними в рудной ассоциации, а халькопирит — поздним.

Состав магнетита (табл. 41) характеризуется практически отсутствием магния, низкими содержаниями титана, марганца, хрома и ванадия и повышенным содержанием алюминия. Из элементов-примесей кроме указанных в табл. 41 в исследованном магнетите обнаружены (в %): германий, висмут — 0.00л, серебро — 0.000л.

Следует заметить, что в составе магнетита химическими анализами обычно устанавливаются следующие примеси (в %): K_2O — 0.02—0.11, Na_2O — 0.10—0.18 и CaO до 1.31 (среднее 0.66). Принято считать, что эти компоненты обязаны включениям силикатов и карбонатов. Кальций обычно пересчитывается на хлорит или эпидот. Однако кальций может входить в состав магнетита изоморфно (до 4.3 % CaO), и его содержание является функцией температуры кристаллизации (Дымкин, Пермяков, 1984). Следовательно, часть кальция может быть изоморфной, а не механической примесью. Основными примесями в магнетите являются Cu , Pb , Zn , Mo , Sn (табл. 41).

Содержание меди в магнетите составляет в среднем 47 (16÷64) г/т, аномально высокие содержания (350÷1160 г/т) обусловлены микровключениями халькопирита. При содержании меди в магнетите более 50 г/т в ассоциации всегда присутствует халькопирит. Содержание цинка в магнетите в среднем 101 (39÷374) г/т, наиболее высокое в магнетите цемента гранитоидных брекчий (170÷374 г/т), а наиболее низкое в магнетитах основных пород (39÷47 г/т). Среднее содержание свинца в магнетите 136 (50÷170) г/т. Выделяются аномально высокими содержаниями свинца — 958 (210÷1530) г/т — магнетиты Харбейского месторождения, причем в ассоциации минералы свинца не установлены ни в одном случае. Форма нахождения примеси не выяснена. Изоморфное вхождение свинца вряд ли возможно в силу значительного различия ионных радиусов Fe^{2+} (0.82 Å) и Pb^{2+} (1.17 Å), что превышает допустимый правилом Гольдшмидта 40 % предел. Но не исключено, что примесь свинца связана с микровключениями феррита свинца — $PbFe_2O_4$. Содержание никеля в магнетите 103 (10÷400) г/т. Оно определяется составом субстрата — максимальные содержания никеля характерны для магнетитов из ультраосновных пород. Содержание молибдена в магнетите — 48 (10÷140) г/т, повышенные содержания характерны для магнетитов молибденовых объектов. Примесь олова устанавливается только в магнетитах полей развития оловянной минерализации.

Основными чертами типохимизма магнетита являются: преобладание окисного железа над закисным, отражающее окислительный потенциал минералообразующей среды, отсутствие, как правило, кобальта, повышенное содержание элементов рудных минералов — меди, молибдена, олова, свинца, цинка.

Параметр элементарной ячейки a_0 магнетита варьирует (табл. 41), но при этом не достигает значений эталонного магнетита. Твердость микровдавливания ($P=100$ г) магнетита составляет в среднем 586 кгс/мм², плотность 5.14 ($4.96—5.25$). Он характеризуется проводимостью с величиной термоэдс $-2.24 \div -2.55$ мВ.

Полученные данные в сопоставлении с материалами изучения типоморфизма магнетитов различного генезиса (Чернышева и др., 1981) позволяют сделать ряд выводов. По своим типохимическим свойствам изученный магнетит сопоставляется с таковыми месторождений трапповой, вулканогенно-осадочной и скарновой формаций. По схеме определения генетической принадлежности упомянутых авторов изученный магнетит отвечает классу гидротермальных сульфидных месторождений, что не противоречит его геологической позиции. Дополнительным критерием типохимизма магнетита в нашем случае является присутствие в нем олова, молибдена и меди, отражающих состав сопутствующей сульфидной минерализации.

В качестве индикаторов условий формирования и пространственного положения магнетита Западно-Харбейской рудоносной зоны выступают коэффициент окисленности железа, условный коэффициент Eh (Me^{3+}/Me^{2+}) и величины твердости, отчетливо и согласованно снижающиеся при переходе от объектов Лонгъюганского блока к объектам Харбейского блока.

По составу гематиты существенно различаются. Гематит железорудных скарнов весьма малопримесный, а гематит вторичных кварцитов титанистый. Примесь титана, как показывают расчеты и микроскопические наблюдения, в значительной мере обусловлена включениями рутила, достигающими $4—6$ %, а в одном случае 18 %. Гематит замещает рутил или, как в случае с установленной примесью 18 % рутила, образует с ним структуры распада. Из элементов-примесей кроме отмеченных в табл. 42 обнаружено серебро, висмут, галлий ($0.000n—0.00n$ %). Причем серебро и висмут характерны для участков с наложенной сульфосольной или редкоземельной минерализацией.

Гематиты различных локатипов отличаются по величине отношения Cr_2O_3/V_2O_5 (табл. 42), изменяющейся от $0.023—0.035$ в гематитах вторичных кварцитов до $1.9—2.6$ в гематитах железорудных скарнов. В гематите содержания меди и свинца заметно ниже — в 1.7 и 2.2 раза, а цинка выше — в 1.4 раза, чем в магнетите. Примесь олова установлена только в гематитах оловорудных объектов.

Хромшпинелиды установлены в тальк-кальцит-анкеритовой породе на контакте доломитов и сланцев в правом борту

Состав (в мас. %) и основные примеси (в г/т) гематита

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Fe ₂ O ₃	99.49	98.05	99.09	88.39	91.00	72.35	91.11
FeO	0.32	0.50	0.22	1.72	1.80	3.02	1.76
TiO ₂	He обн.	0.12	He обн.	7.80	6.20	21.88	5.34
Al ₂ O ₃	0.07	0.11	0.08	0.04	He обн.	1.48	0.27
MnO	He обн.	С.л.	0.01	0.06	0.08	0.10	0.02
MgO	» »	0.04	0.13	0.01	He обн.	0.05	He обн.
CaO	0.18	0.18	0.24	He обн.	» »	He обн.	0.12
V ₂ O ₅	0.10	0.22	0.05	0.424	0.326	0.210	0.35
Cr ₂ O ₃	0.22	0.42	0.13	0.015	0.010	0.005	0.42
Сумма	100.58	99.64	99.95	98.46	99.42	99.11	99.39

Элементы - примеси

Pb	He опр.	110	50	50	60	He опр.	70
Zn	» »	27	210	348	254	» »	28
Cu	» »	58	24	19	28	» »	16
Mo	20	10	30	13	7.5	» »	He опр.
Sn	40	70	60	He обн.	7.5	» »	» »
Cr ₂ O ₃ /V ₂ O ₅	2.2	1.91	2.6	0.035	0.031	0.023	1.2
Плотность	5.21	He опр.	He опр.	5.02	5.17	5.12	5.21

Примечание. 1—3 — скарны Немурьюганского железорудного рудопровлеия; 4, 5 — вторичные кварциты, руч. Магнетитовый; 6 — кварцевая жила, руч. Молибденитовый; 7 — кварцевая жила, р. Б. Ханмей. Аналитик Е. Ф. Малахова.

р. Немурьюган, а также в актинолит-кальцитовый скарноподобной породе зоны приразломной карбонатизации (руч. Медный). Для этих пород характерны повышенные содержания (в %): хрома (0.23—0.16), никеля (0.26—0.32), кобальта (0.013), олова (0.015—0.022). Хромшпинелиды характеризуются высокими содержаниями ванадия и в целом по составу довольно необычны. Так, на Урале более высокие содержания ванадия известны в титаномагнетитах Юбрьшинского месторождения — до 2.2 % V₂O₅ (Малышев и др., 1934), а для хромшпинелидов такие содержания ванадия не характерны. Наиболее близкие по составу шпинелиды известны на участке Лаукку Мончегорского Cu-Ni района (Анализы минералов. . ., 1981).

Формирование скарноподобных пород с хромшпинелидами связано с гидротермальной деятельностью в зонах разломов глубокого заложения. К последним в Харбийском антиклинории нередко приурочены тела серпентинитов, которые могли служить источником никеля, хрома и кобальта. О глубинности источника свидетельствует и облегченный состав C (−0.2 ‰ PDB) и O (9.7 ‰ SMOW) карбонатов. Высокие содержания олова сближают эти образования со скарнами Немурьюганского рудного поля.

КАРБОНАТЫ

Кальцит является одним из главных жильных минералов, количественно уступая лишь кварцу. Он кристаллизовался в процессе формирования жил и метасоматитов неоднократно и часто представлен несколькими генерациями. Наиболее характерна кварц-кальцитовая жильная ассоциация, в которой кальцит всегда более поздний. В рудоносной зоне в целом количество жильного кальцита возрастает к флангам вплоть до образования жил, состоящих на 90—95 % из кальцита.

Жильные карбонаты представлены чаще всего кальцитом, реже анкеритом и доломитом.

Доломит установлен в двух локатипах. В первом — это тальк-доломитовые прожилки мощностью до 5—7 см в серпентинитах, во втором — в составе аподоломитовой брекчии тальк-карбонатного состава.

Анкерит установлен в составе кварц-карбонат-антимонитовых брекчий, где он является одним из наиболее ранних минералов (рис. 20, в), а также в аподоломитовых брекчиях, в которых анкерит, напротив, является поздним минералом, образуя метакристаллы в тальк-доломитовом агрегате.

Сравнительный анализ состава жильных карбонатов, ассоциирующих с сульфидным оруденением, и карбонатов «безрудных» жил показывает, что для «рудных» кальцитов характерно повышенное содержание марганца.

Состав примесей, по данным спектрального анализа, довольно однообразен, постоянно присутствуют (в %): Sr — (0.02—0.2); в большинстве образцов — Cu (0.0001—0.003), Ti (0.001—0.02), Ba (0.002—0.02); эпизодически Sc (0.002—0.006), Y (0.002—0.02), редко Pb, Ca, Mo, Ag, V, Co, Bi, Zr. Типоморфное значение имеют Ag, Bi, Pb, обусловленные микровключениями галенита и сульфотеллуридов, а также иттрий, характерный для кальцита рудных полей.

Важное типоморфное и генетикоинформационное значение имеет изотопный состав углерода и кислорода карбонатов (Изотопы углерода... , 1971). В нашем распоряжении имелось 50 определений изотопного состава C и O карбонатов мраморов, доломитов, скарнов, брекчий, рудных и нерудных жил. Анализ этих данных на диаграмме в координатах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 38) выявил явное обособление поля доломитов и мраморов, характеризующихся наиболее тяжелыми кислородом и углеродом. Далее по мере увеличения в составе кислорода и углерода роли легких изотопов располагаются поля магнетитовых скарнов, зон приразломной карбонатизации рудных и нерудных жил Харбейского месторождения, галенитсодержащих скарнов, рудных и нерудных жил Ханмейского месторождения, антимонитовых брекчий.

Анализируя характер изменчивости изотопного состава кислорода и углерода кальцита с геологических позиций, мы приходим к выводу, что облегчение изотопного состава в целом хорошо

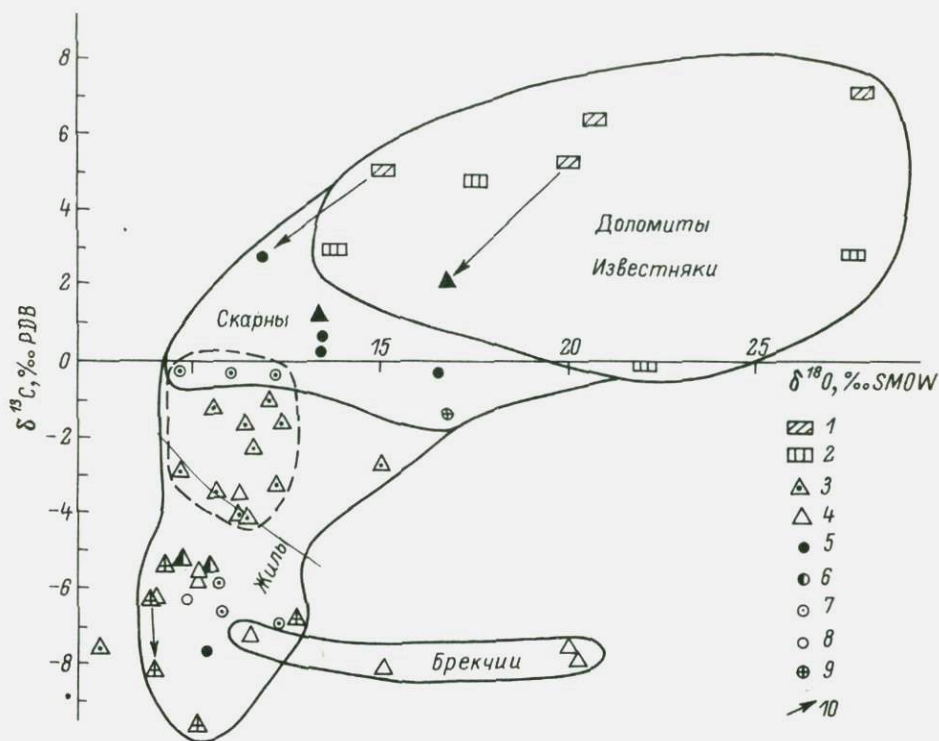


Рис. 38. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных образований Западно-Харьбейской рудоносной зоны.

1 — доломиты; 2 — известняки, мрамора; 3, 4 — жилы; 5 — скарны. Рудные поля: 5 — Немурьюганское, 6 — Лонготьюганское, 7 — Харьбейское, 8 — Ханмейское, 9 — р. Хадата; 10 — направление изменения изотопного состава в карбонатах секущих жил или более поздних генераций.

согласуется с удаленностью кальцитовой минерализации от площади развития карбонатных частей разрезов свит, в частности немурьюганской свиты, и в направлении от центральных частей к флангам отдельных рудных полей. Так, кальцит Харьбейского месторождения имеет более тяжелый изотопный состав, чем кальцит рудопроявления Свинцового, а кальцит Ханмейского месторождения обогащен тяжелыми изотопами относительно кальцита Антимонитового проявления.

Сравнение изотопного состава кислорода и углерода кальцитов различных генераций показывает, что во всех случаях поздние генерации кальцита обогащены тяжелым изотопом углерода. Еще более отчетливо эта зависимость проявляется для поздних прожилков, изотопный состав кислорода и углерода карбоната которых в значительной мере облегчен относительно карбонатного эдукта (на рис. 38 показано стрелками).

Кальциты зон приразломной карбонатизации по изотопному составу попадают в поле скарнов и жил, что говорит в пользу

их принадлежности к гидротермалитам, а не осадочным образованиям. Хотя имеются данные, что в результате метаморфизма изотопный состав кальцита в результате декарбонатизации облегчается на 3‰ $\delta^{18}\text{O}$ и на 5‰ $\delta^{13}\text{C}$. Однако данные изотопного состава наряду с повышенными содержаниями олова, хрома, никеля в таких карбонатных образованиях говорят все же об их гидротермальном генезисе.

Выявленный характер пространственно-временного изменения изотопного состава кислорода и углерода кальцитов мы объясняем заимствованием части вещества из вмещающих пород, с одной стороны, и снижением роли глубинных источников CO_2 во времени в гидротермальном процессе — с другой.

Важное типоморфическое и генетикоинформационное значение для кальцита имеет его термолюминесценция (ТЛ). На кривых естественной ТЛ отмечаются два пика — среднетемпературный ($240\text{--}258\text{ }^\circ\text{C}$) и высокотемпературный ($330\text{--}350\text{ }^\circ\text{C}$). Характерно, что кривые кальцита из жил, содержащих сульфидную минерализацию, имеют более интенсивный высокотемпературный пик, чем среднетемпературный. Это может быть связано с тем, что температура образования более поздних сульфидов была близка к $240\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$ и поэтому произошел незначительный «отжиг» среднетемпературного пика.

Кривые наведенной ТЛ характеризуются большим разнообразием — на них установлены 5 максимумов высвечивания, и они в среднем в 3.5 раза более интенсивны. Дополнительно появляются низкотемпературные пики (в скобках частота встречаемости): при 140° (55.6) и 180° (70.3), а также высокотемпературный при 375° (18.5) и остаются пики при 240° (88.9) и 330° (92.6).

Наведенная ТЛ есть восстановленная, первичная, а естественная — результат термального метаморфизма, «снимающего» соответственно его температуре те или иные максимумы (Юшкин, 1980). Следовательно, сравнение наведенной и естественной ТЛ позволяет оценить температуру кристаллизации минералов, кристаллизовавшихся позже кальцита. Исходя из этого устанавливается, что скарнообразование на Немурьюганском рудопроявлении происходило при температурах выше $330\text{ }^\circ\text{C}$, на Свинцовом — выше 250 и $330\text{ }^\circ\text{C}$. Сульфидная минерализация образовывалась внутри интервала $180\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$, известняки также испытали прогрев в $180\text{--}240\text{ }^\circ\text{C}$.

Таким образом, исследования кальцита изученного района приводят к выводу, что между кальцитами «рудных» и «нерудных» жил нет существенных различий. Это находится в соответствии с онтогеническими данными о кристаллизации большинства генераций кальцита раньше сульфидной рудной минерализации. Наблюдающиеся изменения состава и свойств кальцита отражают неоднородность субстрата и пространственно-временные закономерности допродуктивных стадий минералообразования.

Подводя итоги исследования основных минералов месторождений и рудопроявлений Западно-Харбейской рудоносной зоны, мы приходим к заключению, что конституция и многие свойства минералов изменяются пространственно закономерно. Это позволяет перейти на базе минералогической информации к анализу региональных и локальных закономерностей формирования и размещения, опираясь на принципы и методы топоминералогических исследований рудоносных территорий (Юшкин, 1980; 1982).

ГЕНЕРАЛЬНЫЕ ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХАРБЕЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЗАПАДНО-ХАРБЕЙСКОЙ РУДОНОСНОЙ ЗОНЫ

Основой изучения пространственных закономерностей гидротермального минералообразования служит анализ пространственного распределения минералов — ассоциативной (термин предложен А. В. Калиновским) зональности, а также изменения их состава и свойств — конституционной зональности. Причем, если ассоциативная и концентрационная зональности в основном отражают результат взаимодействия структур минералогенетической системы и вмещающей среды, то конституционная зональность отражает структуру самой минералогенетической системы (Чесноков, 1975).

В рамках Западно-Харбейской рудоносной зоны устанавливается закономерное изменение состава объектов в направлении от центра на фланги. На уровне минеральных типов это выражается в ведущей роли объектов касситерит-фергусонит-пирохлорового типа в центральной части зоны. В промежуточных зонах главенствуют шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовые объекты. Весьма важным является, что в центральной части зоны эти объекты представляют промежуточные зоны рудных полей с ведущей ролью касситерит-фергусонит-пирохлоровой минерализации. На флангах рудоносной зоны располагаются объекты молибденит-пирит-халькопиритового типа. Объекты сфалерит-халькопирит-галенитового типа приурочены к флангам рудных полей, причем их масштаб возрастает в ряду рудных полей от центра к флангам рудоносной зоны.

Приведенная дискретная региональная минералогическая зональность, реализованная на уровне тектоно-минералогических блоков и минеральных типов объектов, при рассмотрении отдельных объектов по минеральным типам вырисовывается в виде более тесного субнепрерывного эволюционного ряда. Этот ряд для Западно-Харбейской рудоносной зоны представляется следующим: редкометалльные альбититы → редкометалльные альбитито-грейзены → касситерит (малаянт) - шеелит-молибденитовый подтип → (молибденитовый и молибденит-пирротинный) → шеелит-халькопирит-пирротин-молибденитовый → молибденит-пирит-халькопиритовый → пирротин-халькопирит-галенитовый → сфалерит-халькопирит-галенитовый → галенитовый → антимонитовый → сульфосольно-теллуридный.

Изучение состава объектов показывает, что закономерности его изменения определяются вариациями (чередованием относительных максимумов содержаний в рудах) содержаний основных рудных минералов — касситерита, шеелита, пирита, молибденита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, сульфосолей. Различное содержание этих минералов и определяет закономерности изменчивости состава объектов. Анализ поминеральных карт показывает (рис. 22), что касситерит, магнетит, шеелит и молибденит тяготеют к центральной части рудоносной зоны; пирит и пирротин — к промежуточной; халькопирит, галенит, сфалерит — к фланговой. Следовательно, в масштабе рудоносной зоны реализуется прямая (центробежная) минералогическая зональность. Исходя из этого, мы выделяем в пределах рудоносной зоны от ее средней части к флангам серию минеральных зон: редкометалльную, молибденитовую, халькопиритовую и галенит-баритовую, соответствующие тектоно-минералогическим блокам (рис. 2).

Выявленная зональность является генеральной и рассматривается нами как зональность первого порядка. Центром ее является редкометалльная зона (рис. 2), пространственно совпадающая с Лонготьюганским блоком (IV), промежуточные зоны — молибденитовая и халькопиритовая — совпадают с Харбейским (III) и Ханмейским (II) блоками, фланговая галенит-баритовая зона — с Собским (I).

По степени центробежности, т. е. удаленности концентрационного ореола минерала от центра расходящейся зональности, основные минералы располагаются следующим образом: магнетит, шеелит, молибденит, пирротин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит. В этом ряду центробежности наблюдается явное несоответствие положений галенита и сфалерита. Известно, что в большинстве рудных районов распределение галенита характеризуется большей центробежностью, чем сфалерита (Силаев, 1982). Это несоответствие объясняется нами тем, что в пределах рудоносной зоны (южнее Ханмейского рудного поля, в пределах Собского блока) имеются не выявленные в настоящее время существенно галенитовые объекты.

Наряду с описанной генеральной минералогической зональностью I порядка в Западно-Харбейской рудоносной зоне в целом отчетливо проявляется зональность II порядка в масштабе отдельных рудных полей: Немурьюганского, Лонготьюганского, Харбейского и Ханмейского. Последняя рассматривается нами как зональность второго порядка.

В пределах Лонготьюганского рудного поля четко выражена центральная редкометалльная зона, сменяющаяся также отчетливо проявленными редкоземельной, располагающейся гипсометрически выше, и молибденитовой, находящейся западнее примерно на том же гипсометрическом уровне. Фланговая зона рудного поля представлена размытым ореолом ассоциаций более центробежных минералов — пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, сульфосолей.



Рис. 39. Поминеральные карты-схемы Немурьюганского рудного поля с элементами минералогической зональности.

1 — доломиты. Относительное содержание рудных минералов: 2 — >10 %; 3 — 1—10 %; 4 — <1 %.

Зональный ореол рудного поля неконтрастен, размах зональности 2—2.5 км; вектор ее направлен на запад, т. е. ориентирован согласно Лонготьюганской поперечной структуре. В объеме рудное поле по морфологии близко острровершинному конусу, так как в вертикальном разрезе фиксируется только смена редкометалльной минерализации редкоземельной, а в горизонтальном — от редкометалльной до сульфосолей.

Зональность рудного поля можно представить рядом (в скобках указаны акцессорные минералы): редкометалльные минералы + касситерит → лазулит + редкоземельные фосфаты → молибденит + пирротин → пирротин + халькопирит + галенит → сфалерит + халькопирит + галенит + (сульфосоли).

В Немурьюганском рудном поле отчетливо выражена касситерит-редкометалльная зона, западнее располагается

малаяит(?) - шеелит-молибденитовая зона и севернее на ее продолжении — касситерит-халькопирит-борнитовая с сульфосолями (рис. 39). На флангах каждой из зон и в целом рудного поля фиксируется широкий размытый ореол халькопирит-галенитовой минерализации.

Зональность рудного поля можно представить рядом: редкометалльные минералы + касситерит → малаяит(?) + шеелит + молибденит → (халькопирит) → касситерит + (шеелит) + халькопирит + борнит + (сульфосоли). Зональный ореол рудного поля относительно контрастен. Аналогично вышеописанному Лонготьюганскому рудному полю обособлена редкометалльная зона. Размах зональности 2.5—3 км, вектор ее меняет направление от западного к северному. Объемная морфология рудного поля также имеет форму конуса. Сквозным минералом всех зон является касситерит (малаяит?).

В Харбейском рудном поле устанавливается горизонтальная зональность (рис. 40), которую можно представить рядом: молибдошеелит → молибденит → пирротин → халькопирит → галенит → (барит). Особенности этой зональности является четкое выражение шеелит-молибденитовой и пирротин-халькопиритовой зон, резкое обособление галенитовой и незначительное проявление барит-кимритовой. Рудное поле окружено ореолом халькопиритовой минерализации. Вектор зональности имеет северо-восточное направление. Размах зональности 2.6—2.8 км.

Объемная морфология зональности Харбейского рудного поля, как и выше охарактеризованные, имеет форму конуса. Горизонтальная зональность проявлена отчетливо, а вертикальная составляющая зональности несущественна.

В пределах Ханмейского рудного поля устанавливается следующая зональность распределения основных рудных минералов (рис. 41): молибденит + пирит + халькопирит → халькопирит + сфалерит + галенит → антимонит. Зональность проявлена наиболее контрастно, хорошо выражены все зоны. Размах зональности 10—11 км, вектор ее направлен на север-северо-восток, т. е. к центру рудоносной зоны. Рудное поле окружено ореолом халькопиритовой минерализации. В пределах отдельных зон вертикальная зональность не проявляется.

Анализ зональности рудных полей (зональности второго порядка) приводит к ряду важных выводов. Главными минералами рудных полей являются минералы, отвечающие генеральной зональности всей Западно-Харбейской рудоносной зоны: на Немурьюганском и Лонготьюганском это минералы редких металлов; на Харбейском — молибденит; на Ханмейском — халькопирит. Зональность второго порядка в сравнении с зональностью первого порядка является более полной и включает 3—6 минеральных зон. В направлении от центра структуры к флангам зональность второго порядка в ряде рудных полей разрастается за счет периферийных зон, увеличивается ее размах и контрастность.

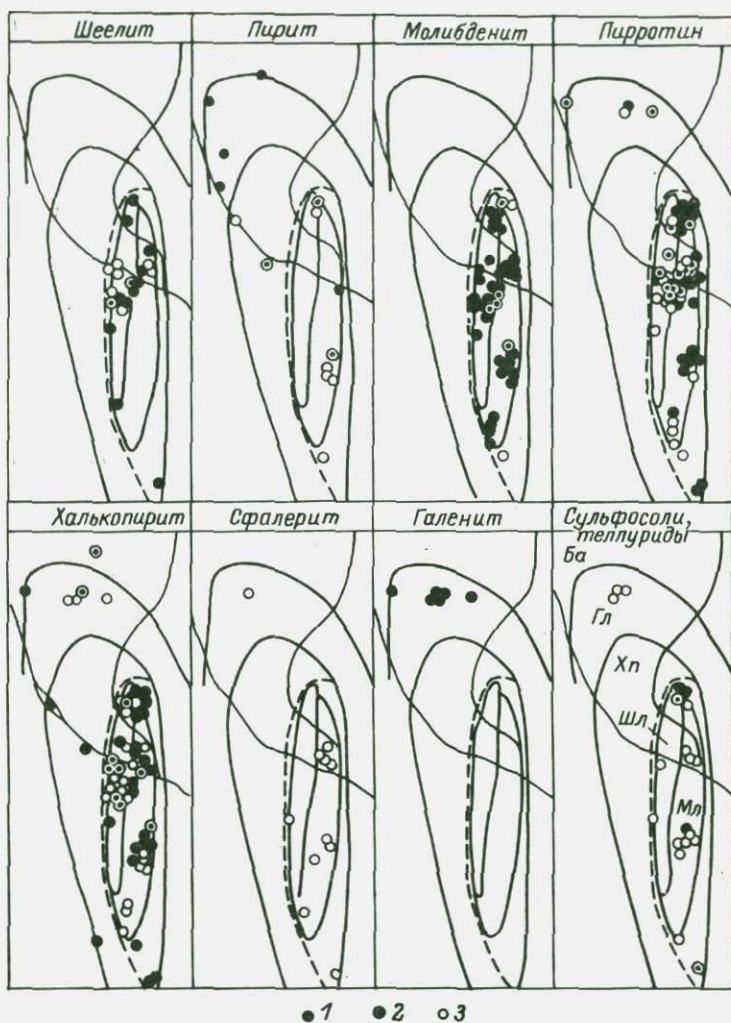


Рис. 40. Поминеральные карты-схемы Харбейского рудного поля с элементами минералогической зональности.

Относительное содержание рудных минералов: 1 — >10 %; 2 — 1–10 %; 3 — <1 %.

Одновременно происходит выравнивание абсолютных концентраций профилирующих минералов в зонах.

Отметим, что рудные поля, профилирующий минерал которых определяет генеральную минералогическую зональность, располагаются в узлах пересечения субмеридиональной рудоносной зоны поперечными субширотными разломами глубокого заложения (первого порядка) с шагом 22–24 км (Литошко, 1982).

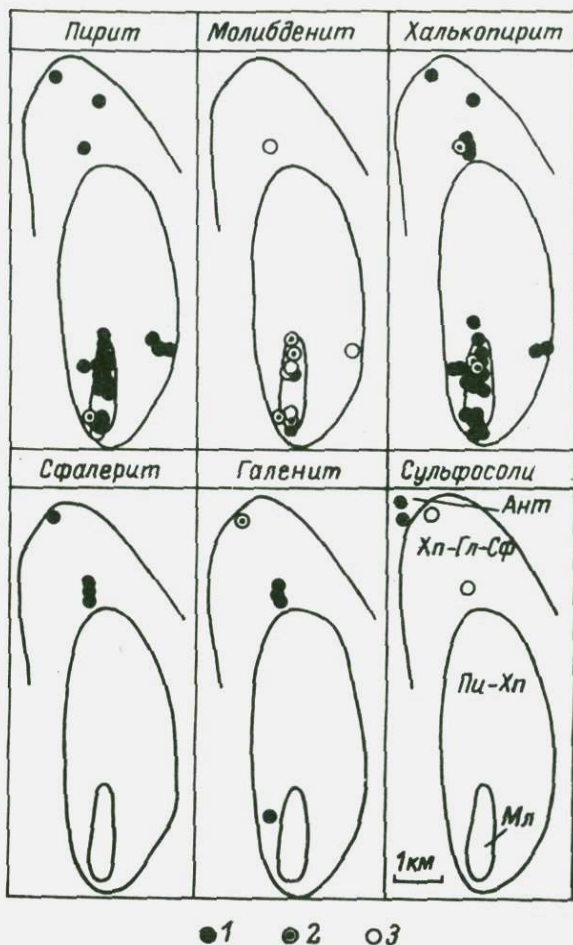


Рис. 41. Поминеральные карты-схемы Ханмейского рудного поля с элементами минералогической зональности.

Относительное содержание рудных минералов: 1 — >10 %; 2 — 1—10 %; 3 — <1 %.

Следует подчеркнуть, что векторы зональностей первого и второго порядков направлены навстречу, причем векторы зональности второго порядка как бы указывают на центр генеральной зональности.

Материалы проведенных минералогических исследований показывают, что выявленная зональность Западно-Харьбийской рудоносной зоны отчетливо проявляется в вариациях состава, структуры и свойств «сквозных» рудных минералов (рис. 22). Устанавливается, что в направлении от центральной части рудоносной зоны к флангам и в направлении вектора расходящейся зональности второго порядка происходят следующие закономерные

изменения состава и свойств минералов: магнетит — снижается степень окисленности железа и твердость микровдавливания; шеелит — возрастает содержание молибдена и редких земель, в составе последних снижается роль лантана и возрастает неодима; молибденит — возрастает содержание рения и снижается бария, свинца, вольфрама, уменьшается плотность и твердость, возрастает абсолютное значение термоэдс, меняясь с положительной на отрицательную; пирит — уменьшается содержание олова и возрастает кобальта, мышьяка и меди; пирротин — уменьшается содержание никеля и возрастает висмута и серебра, увеличивается степень моноклинности; халькопирит — увеличивается содержание кобальта и мышьяка, уменьшается олова и кадмия, возрастают твердость, величина термоэдс; сфалерит — цвет изменяется от черного до темно-красного, желтого и зеленого, уменьшается общее количество изоморфных компонентов (особенно железа), возрастает кадмистость и марганцовистость, уменьшается параметр элементарной ячейки a_0 , возрастает количество и разнообразие политипов; галенит — уменьшается содержание висмута, серебра, теллура, увеличивается термоэдс; кальцит — увеличивается содержание магния и железа, облегчается изотопный состав углерода и кислорода.

Отражением структуры минералогенетической системы на всех ее структурно-вещественных уровнях является зональность. Причем чем выше уровень структурно-вещественной организации (например, минеральные типы—минеральные ассоциации—парагенезисы минералов), тем более тонкие особенности минералогенетической системы могут быть исследованы. Однако наиболее важная, существенная информация проявляется на уровне минеральных ассоциаций, то, что обычно именуется «минералогической зональностью». При изучении субмономинеральных систем наиболее важная информация может быть получена лишь при изучении конституции минералов.

Изучение зональности на уровне конституции минералов имеет важное прогнозное значение, так как дает возможность решения «обратной задачи» — определить положение минерализации в структуре минералогенетической системы по аналогии с эталонными объектами. Следует заметить, что не все минералы и не все их свойства могут использоваться для этих целей. Структура минералогенетических систем отражается в конституции минералов халькофильных элементов, тогда как минералы элементов-сидерофилов отражают в основном особенности состава и строения вмещающей среды (Юшкин, 1982).

Кроме того, особенности конституции минерализации могут изменяться на стадии эпигенеза. Очевидно, что в качестве индикаторов структуры минералогенетических систем могут использоваться лишь определенные особенности конституции и свойства минералов, для которых устанавливается функциональная зависимость от пространственного положения минерализации в системе. Этими требованиям удовлетворяют те параметры минерализации,

пространственное изменение которых согласуется с ассоциативной минералогической зональностью I и II порядков (региональной и рудных полей, месторождений). Причинами несоответствия данному условию могут быть следующие из них: а) особенности конституции и свойств отражают структуру субстрата; б) значительно искажены на стадии эпигенеза; в) минерализация принадлежит другой минералогенетической системе I порядка. Особенно важное значение имеет последняя из перечисленных причин. Все случаи обнаружения резкого отклонения конституционных параметров минерализации и ее свойств от линейного должны тщательно анализироваться.

В качестве примера приведем рудопоявление Желтая Гора, сфалерит и галенит которого резко отклонялись от устанавливаемого закономерного изменения содержаний изоморфных компонентов — кадмия в сфалерите, висмута и серебра в галените. Это наряду с дискордантным по отношению к рудоносной зоне простираем рудного поля и явными признаками метаморфизма руд привело нас к выводу о принадлежности минерализации рудопоявления к иной, более древней минералогенетической системе I порядка, возможно, байкальского возраста.

Кроме изучения пространственных закономерностей формирования минерализации весьма важное значение в топоминералогических исследованиях имеет изучение временных закономерностей, так как наиболее близки природным объектам только эволюционные (пространственно-временные) модели минералогенетических систем. Основой выявления временных закономерностей являются ряды последовательности формирования минералов (минеральных парагенезисов, ассоциаций). Ведущим методом изучения является онтогенетический. Результатом исследований является онтогенетическая модель формирования минерализации в данной минералогенетической системе. Выделяются стадии и этапы минералообразования.

Так как в понятие «стадия» часто вкладывается разное содержание, то следует оговорить, что автор разделяет точку зрения Ю. М. Дымкова (1985): «Стадия минералообразования — это интервал минералообразующего процесса, характеризующийся закономерной (для данного района или типа месторождения) последовательностью образования минералов, обусловленной эволюцией геохимически индивидуализированных... минералообразующих растворов. О смене стадий... свидетельствуют признаки отчетливого (скачкообразного) изменения состава и свойств минералообразующих растворов, определяемого по явному изменению минерального состава и текстурно-структурных параметров минеральной ассоциации» (с. 24).

Основой выделения стадий являются устанавливаемые при текстурно-структурном анализе признаки растворения, дробления и при отсутствии явных текстурно-структурных признаков стадильности процесса резкое изменение состава минерализации.

В целом соподчиненность событий в минералогенетической

системе представляется в следующем виде (в приведенном ряду в скобках указаны пространственная реализация временных событий): стадия минерализации (сингенерация минералов, по Ю. М. Дымкову) → минеральный тип (рудное тело, месторождение) → минеральный комплекс (месторождение, рудное поле, минералогенетическая система II порядка) → этап минералообразования (рудоносная зона, минералогенетическая система I порядка). Последний из приведенных рангов — этап — отвечает тектоно-магматическим этапам развития геологических структур.

Онтогенетические исследования минерализации на объектах Западно-Харьбейской рудоносной зоны свидетельствуют о единой в них последовательности минералообразования (табл. 43). Сопоставление частных рядов последовательности минералообразования приводит к генеральному ряду: касситерит (малаяит) → магнетит → шеелит → пирит → молибденит → пирротин → халькопирит-I + сфалерит + борнит → сульфосоли → галенит + халькопирит-II → антимонит + блеклые руды + сульфотеллуриды → теллуриды + самородные.

Приведенный ряд включает только «рудные» минералы по той причине, что именно они отражают эволюцию минералогенетической системы, а исключение из ряда последовательности кристаллизации таких минералов, как кварц, хлорит, мусковит, кальцит, турмалин и пр., позволяет сделать ряд более наглядным. Кроме того, набор «породообразующих» минералов значительно изменяется в зависимости от состава субстрата.

В процессе рудогенеза Западно-Харьбейской зоны выделяются следующие стадии: касситеритовая, шеелитовая, пирит-молибденитовая, сфалерит-халькопирит-пирротиновая, сульфосольная, халькопирит-галенитовая с сульфосолями и теллуридами.

Рассмотрение последовательности кристаллизации сульфидов показывает, что в ряду от пирита до галенита содержание серы в минералах последовательно уменьшается — от 53.4 до 13.4 %. Следовательно, минералообразование в системе происходило на фоне закономерного снижения потенциала серы. Однако на фоне закономерного снижения содержания серы в ряду сульфидов наблюдаются два отклонения, отвечающие кристаллизации халькопирита-II и антимонита. Образование этих минералов, очевидно, отражает этапы активизации гидротермальной системы. По характеру изменения потенциала серы в системе сульфидообразование можно разделить на три интервала, начало каждого из которых отмечается увеличением потенциала серы в системе. Интересные результаты также дает анализ изменения содержания железа в сульфидах. Оказывается, что содержание железа в минералах отдельных стадий, выделяемых при текстурно-структурном изучении руд, закономерно снижается от ранних минералов стадии к поздним.

Таким образом, временная эволюция минералообразования в минералогенетических системах во многом определялась режимом кислорода и серы и происходила на фоне волнообразного

Т а б л и ц а 43

Ряды последовательности минералообразования в месторождениях и основных рудопроявлениях Западно-Харьбейской рудоносной зоны по данным онтогенетического анализа

Месторождения рудопроявления	Ряды последовательности минералообразования
Сальтальбинское	Мл \swarrow Пт \rightarrow Хп-I \rightarrow Гл
Немуръюганское	Гр + Мал + Кас \swarrow Мг \rightarrow Шл \swarrow Пи \rightarrow Мл \rightarrow Хп-II + Брн \rightarrow Блр + (Гл) + (Ант)
Лонготъюганское	(Пи) \rightarrow Мл \swarrow Пт \rightarrow Хп-I \rightarrow Сф \rightsquigarrow Гл + Хп-II + Телл
Желтая Гора	Пи \rightarrow Пт \rightarrow Сф \rightsquigarrow Хп-II + Гл
Скарное	Мг \swarrow Пи \swarrow Хп-I
Харьбейское	Мг \swarrow Шл \swarrow Пи \rightarrow Мл \swarrow Пт \rightarrow Хп-I + (Брн) \swarrow Сф \rightarrow С-соли \rightarrow Хп-II + Телл + (Гл)
Свинцовое	Пт \rightarrow Хп-I \swarrow Гл + (Телл)
Бадьяюганское	Пи \rightarrow Мл \swarrow Хп-I (?)
Ревущее	(Пи) \swarrow Сф + (Брн) \rightsquigarrow Гл + Хп-II
Полиметаллическое	Пи \rightarrow (Мл) \swarrow Хп-I \rightarrow Сф \swarrow Гл + Хп-II \rightarrow (Блр) \rightarrow Ант
Ханмейское	Пи \rightarrow Мл \swarrow Хп-I \swarrow (Гл)

П р и м е ч а н и е. Полу жирным даны основные минералы, в скобках – акцессорные. \rightarrow – нормальное обрастание и замещение; \rightsquigarrow – цементация и замещение раздробленных агрегатов; \swarrow – цементация и замещение растворенных агрегатов.

снижения потенциала кислорода, возрастания и затем падения потенциала серы. Эта закономерность проявляется как на уровне состава минерализации, так и конституционных особенностей отдельных минералов — окисленности магнетита, сернистости пирротина.

Анализ геологической ситуации, стадийности состава и особенностей конституции минерализации приводит к выводу о наличии в Западно-Харьбейской зоне продуктов рудогенеза трех этапов. Наиболее ранний этап представлен пирит-пирротин-полиметаллической минерализацией рудопроявления Желтая Гора. Средний этап представлен разнообразной многостадийной минерализацией (от редкометалльной до полиметаллической) и по существу определяет минерагению рудоносной зоны. Третий этап условно выделяется в составе халькопирит-галенитовой с сульфосолями и теллуридами «стадии». Он представлен рудопроявлением Анти-монитовым, а также соответствующей минерализацией на флангах рудных полей.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗАПАДНО-ХАРЬБЕЙСКОЙ РУДОНОСНОЙ ЗОНЫ

Вопросу о формационном отождествлении объектов придается важное прогностическое значение. Однако для Западно-Харьбейской рудоносной зоны эта проблема остается малоизученной. Если редкометалльные объекты, связанные с щелочными метасоматитами, относятся к формации редкометалльных альбититов (Апельсин и др., 1967), и это не вызывает дискуссий, то относительно молибденовых объектов существуют разногласия.

В классификации Н. А. Хрушова (1961) Харьбейское месторождение отнесено к кварц-молибденитовой формации. Впоследствии развились две точки зрения: одни исследователи относят молибденовые объекты Харьбейского антиклинория к вольфрам-молибденовой грейзеновой формации (В. А. Елохин, О. Н. Грязнов), другие (А. Я. Ильюшенков) придерживаются мнения о принадлежности их к медно-молибденовой формации.

Мы считаем, что вольфрам-медно-молибденовые объекты Западно-Харьбейской рудоносной зоны наибольшее сходство имеют с месторождениями медно-молибденовой формации. В силу того что месторождения медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой грейзеновой рудных формаций формируются в сходных геотектонических условиях и характеризуются достаточно близким (для классических месторождений) минеральным составом, отнесение конкретных объектов к одной из этих формаций вызывает определенные трудности.

Пример Харьбейского месторождения как наиболее крупного и изученного объекта показывает, что по целому ряду важных признаков оно отличается от месторождений вольфрам-молибденовой грейзеновой формации. Так, на Харьбейском месторождении

вольфрамовая минерализация представлена исключительно молибдошеелитом (шеелитом), образующимся раньше молибденита, тогда как для грейзеновых месторождений характерен вольфрамит, кристаллизующийся позже молибденита.

Содержание рения в молибдените достигает 5000 г/т, составляя в среднем 758 г/т, что характерно именно для месторождений медно-молибденовой формации. В молибдените Лонготьюганского проявления содержание рения 300 г/т, что говорит о рениеносности молибденитов рудоносной зоны в целом. Для околорудных метасоматитов и самих руд характерна незначительная роль летучих (фтор, бор), содержания которых, как правило, не превышают 0.1—0.15 %. Баланс фтора определяется мусковитом, флюорит является редким акцессорным минералом. Следует отметить, что для отдельных рудных жил характерна турмалинизация. Содержание турмалина в зонках мощностью 3—4 см может достигать 8—10 %, подобные зонки наблюдаются в интервалах мощностью 0.3—0.5 м. В ряде случаев послонная турмалинизация в сланцах установлена и вне связи с жилами. Турмалинизация тесно связана с ореолом молибдошеелита.

Обнаружение на фланге Лонготьюганского проявления брекчий липаритового состава, а также наличие на флангах молибденовых месторождений полиметаллической минерализации сближает объекты Западно-Харбейской рудоносной зоны с месторождениями медно-молибденовой формации.

Формационный анализ во многом базируется на аналогиях с «классическими представителями» рудных формаций. Сравнительный анализ показывает, что Западно-Харбейская зона имеет существенное сходство с месторождениями Алмалыкского рудного поля (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку) и Каджаранского района (Каджаран, Анкаванское, Парагачайское), являющихся типичными представителями медно-молибденовой формации. Так, судя по описанию месторождений Каджаранского района (Мовсесян, 1941; Мовсесян, Исаенко, 1974), можно найти субаналоги даже отдельным объектам Харбейского антиклинария: гранат-магнетитовые скарны Анкаванского медно-вольфрам-молибденового месторождения и Немурьюганское скарновое рудопроявление; Парагачайское жильное медно-молибденовое месторождение, на флангах которого во вторичных кварцитах установлен лазулит (Мовсесян, 1941), и Лонготьюганское рудопроявление. Для всех месторождений Каджаранского района характерно наличие поздней золото-теллуридной минерализации (Мовсесян, Исаенко, 1974).

Прикладной задачей формационного анализа является перспективная оценка объекта. Современное состояние учения о рудных формациях не позволяет объективно проводить формационную диагностику. Одной из главных причин, по нашему мнению, является субъективное сужение понятий «рудной формации» и «объекта» как представителя данной формации в конкретных геологических условиях.

В пределах Западно-Харьбейской рудоносной зоны можно выделить, следуя традиционным подходам, или наметить ряд рудных формаций — редкометалльных альбититов, редкометалльных грейзенов, касситерит-сульфидную, олово-вольфрам-молибденовую, оловянную, оловянно-железную, медно-молибденовую, свинцово-цинковую и другие.

Все месторождения и практически все рудопроявления Западно-Харьбейской зоны характеризуются единой структурно-тектонической позицией и представляют собой результат функционирования единой минералогенетической системы. Объекты различного состава образуют закономерные пространственно-временные ассоциации — рудные поля, объединяющиеся в единую рудоносную зону, гидротермальная минерализация которой формировалась в рамках единого этапа рудообразования, связанного с процессами тектоно-магматической активизации структур байкальской (?) консолидации в позднем палеозое.

Закономерные пространственно-временные ассоциации объектов соответствуют вертикальным рядам рудных формаций (Константинов, 1966), однако мы не связываем оруденение с какими-либо магматическими комплексами.

ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В 50—60-е годы практически все рудные комплексы севера Урала связывались с байкальским этапом (Софронов, 1948; Сиринов, 1962; Охотников, 1975). В последнее время наметилась тенденция к омоложению главных рудных комплексов, и вариссийский этап рудообразования стал рассматриваться как наиболее продуктивный. Высказываются (Фишман, Юшкин, 1980; Гаррис, 1982) опасения о недооценке байкальской металлогении. Однако следует заметить, что прямых данных о байкальском возрасте конкретных месторождений пока нет (Фишман, Юшкин, 1980). Все более отчетливо для севера Урала вырисовывается роль структур активизации в формировании минерагенического облика региона (Апельцин и др., 1967; Караченцев, 1982; Основные черты металлогении, 1982; Литошко, Тимонина, 1984).

В настоящее время для редкометалльных и полиметаллических месторождений Полярного Урала существуют две радикальные концепции относительно их возраста. Сторонники первой концепции, зародившейся в 40—50-х годах (Софронов, 1948), считают возраст оруденения байкальским (Сиринов, 1962; Охотников, 1975; Вулканизм, метасоматизм. . ., 1984). Сторонники второй концепции (Силаев, 1982; Литошко, Тимонина, 1984), наиболее последовательно изложенной В. И. Силаевым (Силаев, Андреев, 1982), считают возраст оруденения большинства месторождений Полярного Урала средне-позднепалеозойским.

В зависимости от того, какая из этих концепций верна, существенно меняется направленность геологоразведочных работ.

В первом случае их следует сосредоточить в пределах докембрийских блоков, во втором — искать другие критерии выделения рудоперспективных площадей (Силаев, 1982).

Критикуя концепцию средне-позднепалеозойского возраста оруденения, сторонники альтернативной концепции утверждают, что по ряду причин мусковиты не могут использоваться для датирования рудного процесса (Вулканизм и метасоматизм. . . , 1984). Основным аргументом служит то, что мусковиты являются не околорудными, а метаморфогенными, и их изотопный возраст отвечает этапу регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Подвергается сомнению и правомочность использования для геохронологических реконструкций мусковитов с содержанием калия менее 6 %.

Для мусковитов околорудных метасоматитов редкометаллических и полиметаллических месторождений Полярного Урала неизвестны датировки байкальского возраста. Вместе с тем мусковит является одним из основных минералов околорудных метасоматитов (грейзенов, березитов, листовитов) многих месторождений, возраст которых считается байкальским (Вулканизм и метасоматизм. . . 1984). На основании изучения метасоматитов делаются выводы о формационной принадлежности метасоматитов и оруденения, но не говорится, что это метаморфиты, и вообще не обсуждается вопрос о метаморфизме метасоматитов. Следовательно, либо выводы об отнесении пород (и руд) к определенной рудно-метасоматической формации неверны, либо они верны и тогда следует признать послеметаморфический возраст рудно-метасоматических систем.

Мусковиты с содержанием калия менее 6—7 % так же пригодны для геохронологических исследований, как и мусковиты с содержанием калия 8—9 % (Гаррис, 1977). Низкие содержания калия в слюдах могут быть обусловлены рядом причин, никак не связанных с нарушением К—Аг системы минерала, и это доказывается изохронным методом. Разнообразие параметров рудообразующего процесса и состава среды не исключает образование слюд, отличающихся по составу от мусковита или фенгита.

Наиболее веским аргументом противников средне-позднепалеозойского возраста оруденения является утверждение о метаморфическом генезисе мусковитов «околорудных» метасоматитов, и, следовательно, все датировки соответствуют возрасту регионального метаморфизма. Действительно, вмещающие месторождения толщи, как правило, метаморфизованы в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Соответствующий метаморфизм происходит при температуре 350—450 °С и давлении 3—5 кбар (Фации метаморфизма, 1970). Следовательно, руды также должны были претерпеть нагрев по крайней мере до 300—350 °С. Утверждая о метаморфизме руд, логично было бы приводить свидетельства метаморфизма собственно минералов-компонентов руд, в особенностях состава и

структуры которых должна содержаться информация о метабенезе. Современные минералогические методы позволяют однозначно решить, прогревалась ли система до 350 °С и выше, т. е. испытывали ли руды преобразования в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Ниже мы последовательно от наиболее поздних стадий минерализации на месторождениях к наиболее ранним проследим наличие или отсутствие признаков соответствующего термального метаморфизма.

Самородный висмут — акцессорный минерал руд Харбейского месторождения. Один из наиболее поздних минералов процесса рудогенеза. Температура плавления висмута 271 °С. В случае прогрева системы выше 271 °С должны устанавливаться текстурно-структурные признаки его плавления, аналогично описанным Ю. М. Дымковым (1985) для ураноносных жил Пришибрама (Чехословакия). Отсутствие структур плавления самородного висмута в виде сферических образований (капелек) свидетельствует о формировании этой стадии минерализации при температурах ниже 271 °С и отсутствии метаморфизма минералов этой стадии.

В Харбейском рудном поле в галените устанавливаются веретенообразные включения жозента-В размером 2—6×5—60 мкм, представляющие собой структуры распада твердого раствора в системе Pb—Bi—Te—S. Метаморфизм должен привести к уничтожению распадных структур или изометризации включений жозента-В. Этого не наблюдается.

На многих месторождениях и рудопроявлениях Полярного Урала пирротин является одним из основных компонентов руд. Он может быть представлен гексагональными (Н) или моноклинной (М) модификациями, а также их различными сочетаниями. Установлено, что при 254 °С М-пирротин необратимо переходит в Н-пирротин со структурами типа *nA*. Экспериментально доказано, что М-пирротин переходит в Н-пирротин при температуре 260 °С в течение 1 года (Kissin, Scott, 1982). Таким образом, наличие в рудах моноклинного пирротина однозначно говорит об отсутствии прогрева системы выше 254 °С.

Следует отметить, что М-пирротин образуется не только в результате прямой кристаллизации, но и вследствие замещения Н-пирротиноров с образованием структур «птичьего глаза». Не исключено, что замещение гексагонального пирротина моноклинным происходит в гипергенных условиях, и в таком случае даже в метаморфизованном гексагональном пирротине может быть зафиксирована моноклинная фаза. Однако минераграфические и рентгенометрические исследования позволяют однозначно решить вопрос о генезисе М-пирротина. Для «вторичного» М-пирротина характерна ассоциация с пиритом и марказитом, структуры «птичьего глаза», каемки на фронте замещения Н-пирротина пирит-марказитовым агрегатом.

Первично М-пирротин на Харбейском месторождении составляет 48 % от числа изученных 25 проб. Такой же пирротин

установлен и в ряде рудопоявлений и месторождений Саурей-Лекынтальбейского рудного узла (Силаев, 1982). Следовательно, руды полиметаллических и редкометалльных объектов не испытывали нагрева выше 254 °С.

Шеелит является наиболее ранним минералом многостадийного рудообразующего процесса многих объектов Западно-Харьбейской рудоносной зоны. Для решения вопроса о наличии или отсутствии метаморфизма шеелита как одного из наиболее ранних минералов мы применили метод термолюминесценции (ТЛ). Суть метода заключается в том, что при нагревании (метаморфизме) до определенной температуры происходило «высвечивание» центров и при повторном нагревании (в данном случае в приборе) регистрировались только центры, высвечивающиеся при температурах, превышающих предшествующий нагрев (метаморфизм) минералов. Сравнивая спектры ТЛ естественной и наведенной гамма-облучением, когда происходит насыщение всех центров, мы можем судить о температуре посткристаллизационного метаморфизма в естественных условиях.

Спектры естественной ТЛ шеелитов и молибдошеелитов представлены тремя типами: а) с максимумом при 240 °С, б) при 140 и 240 °С, в) при 220 и 270 °С. Первые два типа спектров характерны для молибдошеелитов и шеелитов Харьбейского месторождения, причем спектр при 140 и 240 °С встречен только в одном случае. Третий тип спектра присущ шеелитам Немурьюганского рудопоявления. Характер этих спектров уже позволяет говорить о том, что на Харьбейском месторождении минералы не нагревались более чем до 240 °С, а на Немурьюганском рудопоявлении более чем до 220 °С.

Сопоставление спектров наведенной ТЛ позволяет оценить температуру прогрева системы. Так, в спектрах наведенной ТЛ дополнительно фиксируются полосы с максимумами при 135, 170, 220, 320 °С, причем наиболее часто встречаются полосы свечения 135 °С (82 %) и 170 °С (45 %). Такое положение максимумов на спектрах ТЛ свидетельствует о том, что молибдошеелиты Харьбейского месторождения и шеелиты Немурьюганского рудопоявления испытывали посткристаллизационный нагрев более 170 °С, но менее 240 и 220 °С соответственно.

Таким образом, информация о температурном режиме стадии эпигенеза, содержащаяся в самих минералах руд, однозначно свидетельствует об отсутствии термального метаморфизма руд в условиях, соответствующих мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Причем этот вывод подтверждается на минералах практически всех стадий минерализации — от наиболее поздних до наиболее ранних.

В результате проведенных нами целенаправленных геохронологических исследований метаморфитов и окислительных метасоматитов Харьбейского антиклинария были получены новые данные, позволяющие более уверенно датировать геологические процессы на Полярном Урале.

Прежде чем интерпретировать изотопные возрасты минералов, следует отметить, что во всех метаморфических комплексах Харбейского антиклинория широко проявлены процессы диафтореза, охватывающие как эклогиты, амфиболиты, гнейсы и кристаллические сланцы раннепротерозойских комплексов, так и вулканогенно-осадочный сланцевый няровейский комплекс, метаморфизованный в условиях зеленосланцевой фации. С диафторитами по основным породам отчетливо пространственно и парагенетически (так как устанавливается совместный рост метакристаллов рутила и вшингтонита с мусковитом) связана титановая минерализация в породах харбейского комплекса.

По мнению ряда исследователей (Глебовицкий, Бушмин, 1985), региональные метасоматические процессы характерны для регрес-

Т а б л и ц а 44

Результаты изотопного датирования амфиболов метаморфических комплексов Харбейского антиклинория

№№ пп	Порода	Местонахождение	К, мас. %	⁴⁰ Аг, нг/г	Изотопный возраст, млн. лет
1	Робластит	Лонготьюганское	0.79	28.1	452±23
2	Сланцы в экзоконтакте гранита	Харбейское	0.175	7.3	521±36
3	Амфиболит	Р. Мал. Харбей	0.38	14.8	490±34
4	Робластит	Ханмейское	0.511	18.8	466±33
5	»	Харбейское	0.402	13.6	431±30
6	Эпидот-актинолитовые прожилки в сланцах	»	0.175	5.9	438±31
7	Плаггиоклаз-амфиболовая жила в амфиболитах	Р. Хадата	0.264	8.25	403±28
8	То же	» »	0.587	18.6	407±28
9	Щелочной метасоматит по порфириду	» »	0.495	16.15	418±29
10	Плаггиоклаз-амфиболовая жила в амфиболитах со сфеном	» »	0.592	6.6	154±11
11	То же	Руч. Хабакова	0.93	15.2	222±11
12	Плаггиоклаз-амфиболовая жила в амфиболитах	» »	0.647	16.7	339±24
13	Метапорфирит	» »	0.545	15.4	368±26
14	Амфибол-плаггиоклазовая жила с апатитом	Р. М. Харбей	0.394	10.6	352±25
15	Робластит	Харбейское	0.66	55.8	948±47
16	»	»	0.55	32.6	712±36
17	»	»	0.365	19.9	665±46
18	»	»	0.38	20.4	655±33
19	»	Бадьяюганское	0.576	31.15	645±32

Примечание. Содержание радиогенного аргона производилось на масс-спектрометре МИ-1305 методом изотопного разбавления с эталоном ³⁸Аг, калий определен методом пламенной спектрофотометрии. Расчет возраста производился по следующим константам: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-20}$ год⁻¹; $\lambda_R = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}K = 1.193 \cdot 10^{-4}$ К.

Результаты изотопного датирования мусковитов и биотитов метаморфических комплексов и околорудных метасоматитов Харбейского антиклинория

№ пп	Порода	Месторождение	K, мас. %	⁴⁰ Ar, нг/г	Изотопный возраст, млн. лет
1	Грейзен в зальбанде кварцевой жилы	Лонготъюганское	3.11	120.4	486±17
2	Гранит мусковитизированный, дайка	Р. Хадата	7.735	273.55	450±16
3	Грейзен	Руч. Кондрат	5.17	166.4	413±14
4	Сланец мусковитовый	Руч. Сальтальяба	4.00	129.3	408±14
5	Робластит	Харбейское	4.545	132.1	385±13
6	»	»	5.13	149.7	386±14
7	Диабаз мусковитизированный	Руч. Няршор	2.915	84.35	376±15
8	Плаггиогнейс двуслюдяной	» »	8.0	226.7	377±18
9	Кварц-мусковитовая жила в перидотите	Г. Слюдяная	8.9	253.0	386±14
10	Робластит	Харбейское	4.815	127.35	335±13
11	»	»	8.37	227.9	363±13
12	Сланец кварц-мусковитовый	Руч. Медный	1.45	40.85	363±18
13	Кварц-гематит-хлоритовидовая жила в туфосланце	Руч. Магнетитовый	6.855	186.8	356±12
14	Вторичный кварцит мусковит-хлоритовидовый	» »	1.92	48.05	330±16
15	Кварц-полевошпатовый метасоматит по сланцу	Ханмейское	7.25	194.2	350±12
16	То же	»	3.42	87.5	336±15
17	Гранит	Харбейское	1.905	47.2	333±17
18	»	»	5.61	142.4	340±12
19	Плаггиогнейсгранит	Руч. Няршор	8.14	218.0	358±14
20	»	» »	6.59	178.5	364±12
21	Серицитолит	Руч. Гэна-Хадата	9.065	219.7	320±11
22	Плаггиогранит	Лонготъюганское	7.285	172.25	319±11
23	Грейзен	»	7.69	181.05	312±11
24	Плаггиогранит	Руч. Сальтальяба	0.11	194.0	322±11
25	Кварц-мусковитовая жила	» »	8.66	201.25	314±11
26	Кварц-полевошпатовый метасоматит по порфиру	Р. Хадата	8.035	185.4	305±11
27	Кварц-полевошпатовый метасоматит по сланцу	Ханмейское	7.71	176.0	308±10
28	То же	Харбейское	6.945	158.2	308±11
29	Слюдяная оторочка кварцевой жилы	Руч. Сальтальяба	8.93	202.1	306±11
30	Кварц-полевошпатовый метасоматит по сланцу	» »	8.55	190.7	302±10
31	Сланец кварц-серицитовый	Ханмейское	0.61	13.9	303±21

№ пп	Порода	Месторождение	К, мас. %	⁴⁰ Аг, нг/г	Изотопный возраст, млн. лет
32	Кварц-сфен-рутиловая жила	Р. Хадата	7.79	162.05	278±10
33	Слюдяная оторочка кварцево-рудной жилы	Харбейское	3.445	75.2	296±13
34	То же	»	8.045	177.9	300±10
35	»	»	8.999	190.4	288±10
36	»	»	6.31	130.0	281±10
37	»	»	3.51	71.8	279±12
38	Сланец гранат-амфибол-биотитовый	Сальтальбинское	6.13	130.85	284±10
39	Пегматит	Р. Париквасьшор	7.115	150.5	282±10
40	Гнейс гранат-амфиболовый	Руч. Няршор	5.045	103.05	273±10
41	Слюдяная оторочка кварцево-рудной жилы	Лонготъюганское	9.06	179.25	270±9
42	То же	»	8.96	177.05	270±9
43	»	Харбейское	8.00	154.5	264±9
44	Грейзен апогранитовый	Харбейский массив	8.10	154.55	256±9
45	Скарн гранат-эпидотовый с галенитом	Харбейское рудное поле	2.115	39.0	253±11
46	Березит	Харбейское	2.06	36.65	240±11
47	Слюдяная оторочка кварц-кальцитовой жилы	Ханмейское	3.65	56.8	212±8

Примечание. 12 — стильномелан; 20, 38—40 — биотиты; остальные — мусковиты. 3, 6, 10, 11, 28, 33, 34, 17, 18, 43, 45 — по данным В. Н. Охотникова (Фишман и др., 1982); 8, 9, 19, 20 — по Н. Г. Удовкиной (1985).

сивного этапа метаморфизма и обусловлены эволюцией метаморфизирующих растворов. Однако зоны диафоритов носят отчетливо приразломный характер, а минеральные преобразования пород, выражающиеся в их мусковитизации, окварцевании, фельдшпатизации (преимущественно альбитизации), позволяют определить продукты этих преобразований как метасоматиты. Щелочно-метасоматические изменения, по параметрам отвечающие мусковит-хлоритовой субфации пород, регионально измененных также в условиях зеленосланцевой фации, было бы неверно отождествлять с диафорезом. Подтверждением тому служит формирование в зонах метасоматических изменений мусковит-кварц-полевошпатовых пород, близких по составу породам альбититовой формации, образующихся по силикатным породам широкого спектра основности, вплоть до кварц-полевошпат-гастингситовых метасоматитов (в амфиболе, по данным микрозондового анализа, содержится K_2O — 1.81, Na_2O — 2.60 %). По нашему мнению, процессы метасоматического преобразования пород в приразломных зонах следует рассматривать как региональный щелочно-кремниевый

метасоматоз, связанный с процессами позднепалеозойской активизации.

Анализ геологической ситуации и изотопных соотношений ^{40}K и ^{40}Ar (табл. 44—46) позволяет сделать следующие выводы.

Изотопное датирование амфиболов робластитов показывает, что их возраст широко варьирует — от 948 до 431 млн лет. Этот факт наряду с установленными различиями субстрата, по которому развиваются робластиты, и состава амфиболов приводит нас к выводу, что робластиты представляют собой не специфические образования, индивидуализированные во времени, а конвергентные образования. Робластиты формируются в зонах разломов глубокого заложения в результате щелочно-кремниевго метасоматоза (гранитизации) вулканогенно-осадочных комплексов. Причем типичные робластиты формируются предпочтительно по вулканогенным породам. Весьма вероятно, что в длительно развивающихся зонах разломов, каковым является район Харбейского месторождения, робластиты могли формироваться в несколько этапов, например, в позднем рифее (712—948 млн лет), венде (655—665 млн лет), ордовике—силуре (431—466 млн лет).

Эти данные свидетельствуют о допозднерифейском возрасте няровейской свиты. Значения изотопного возраста амфиболов 645—948 млн лет датируют, очевидно, периоды дислокационного метаморфизма байкальского возраста.

Возраст прогрессивного метаморфизма, полученный изохронным методом по амфиболам — 437 ± 44 млн лет (рис. 42), по мусковитам — 448 ± 42 млн лет (рис. 43). Устанавливается некоторое удревнение возраста прогрессивного метаморфизма в восточной части Харбейского антиклинория, что позволяет рассматривать в качестве причинного источника метаморфизма зону Восточного глубинного разлома, подтверждая ранее высказанную Ю. Е. Молдавандцевым и А. С. Перфильевым (1962) точку зрения.

Возраст регрессивного этапа регионального метаморфизма и гранитизации, полученный изохронным методом по мусковитам, равен 376 ± 4 млн лет в Хадатинском районе и 360 ± 8 млн лет в Ханмей-Харбей-Лонготьюганском. Изохронный возраст регрессивного метаморфизма, полученный по амфиболам плагиоклаз-амфиболовых «альпийских» жил из амфиболитов ханмейхойской

Т а б л и ц а 46

Результаты изотопного датирования субщелочных вулканитов Харбейского антиклинория

№ п/п	Порода	Местонахождение	K, мас. %	^{40}Ar , нг/г	Изотопный возраст, млн лет
1	Трахилипарит	Руч. Гэна-Хадата	9.31	121.8	180 ± 6
2	Липаритовая брекчия	Р. Лонготьюган	5.395	82.4	190 ± 7

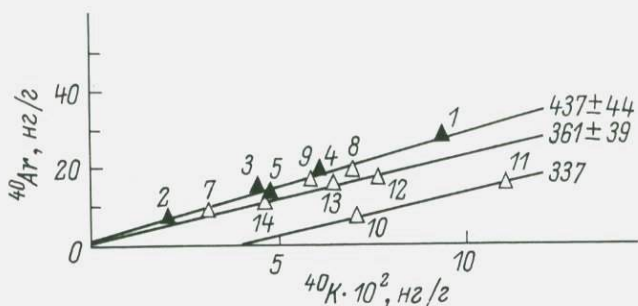


Рис. 42. Калий-аргоновые изохроны для амфиболов метаморфических комплексов Харбейского антиклинория.

Изохроны: 437 — региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; 361 и 337 — региональный диафторез. Номера на рисунке соответствуют номерам в табл. 44.

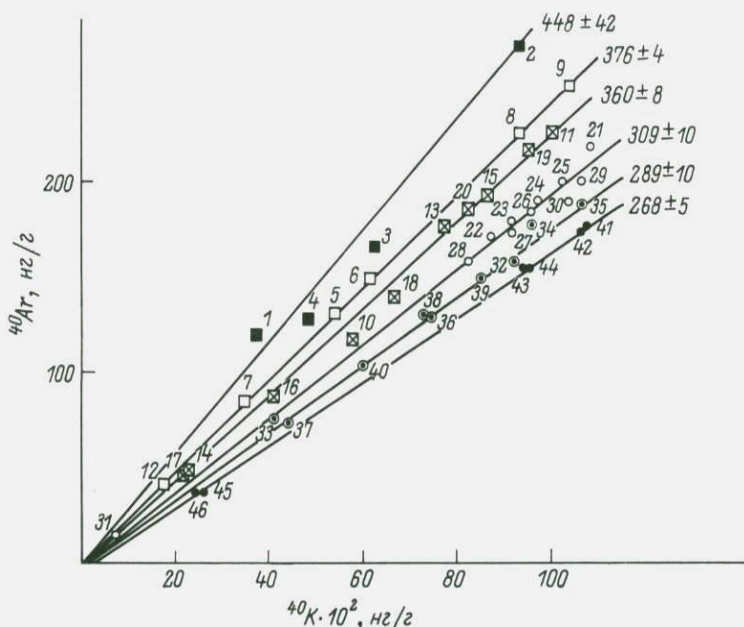


Рис. 43. Калий-аргоновые изохроны для мусковитов и биотитов метаморфических комплексов и околорудных метасоматитов Харбейского антиклинория.

Изохроны: 448 — региональный метаморфизм зеленосланцевой фации; 376, 360 — региональный диафторез и гранитизация соответственно в северной и южной частях Харбейского антиклинория; 309 — региональный приразломный щелочной метасоматоз; 289, 268 — предрудные метасоматиты соответственно пирит-молибденитовой (?) и пирротин-сфалерит-халькопиритовой (?) стадий минерализации. Номера на рисунке соответствуют номерам в табл. 45.

свиты Хадатинского района, составляет 361 ± 39 млн. лет. Близкий возраст (337 млн. лет) получен также изохронным методом для амфиболов аналогичных жил, но с наложенной сфеновой минерализацией. Единичные возрасты этих амфиболов значительно «омоложены» и дают значения 154 и 212 млн. лет. Следовательно, при формировании титановой минерализации в амфиболах происходила потеря радиогенного аргона.

Возраст мусковита щелочных метасоматитов рудных полей Западно-Харьбейской рудоносной зоны, рассматриваемых как продукты регионального метасоматоза, согласно изохроне составляет 309 ± 10 млн. лет.

Для мусковитов предрудных метасоматитов устанавливаются два рубежа — 289 ± 10 и 268 ± 5 млн. лет, отвечающих, исходя из анализа геологической ситуации, формированию соответственно пирит-молибденитовой и сфалерит-халькопирит-пирротиновой стадиям минерализации. Эти стадии достаточно интенсивно проявлены практически на всех объектах района. Согласно онтогеническим наблюдениям, мусковит отчетливо более ранний даже по отношению к наиболее ранним рудным минералам, и его возраст определяет нижнюю границу процесса рудообразования. Весьма характерным для предрудных мусковитов является устанавливаемая изохронным методом потеря радиогенного аргона, очевидно, обусловленная формированием наложенной рудной минерализации. Потеря радиогенного аргона может быть оценена в 2.6 и 5.7 % для мусковитов с возрастaми 289 и 268 млн. лет. Большая потеря радиогенного аргона у мусковитов с меньшим изотопным возрастом хорошо согласуется с их тесной пространственной связью с оруденением.

На основании полученных данных и существующих концепций развития Урала (Гаррис, 1977) становится возможным предложить геохронологическую модель для каледоно-герцинского этапа развития Харьбейского антиклинория.

1. Региональный зональный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в восточной части антиклинория и зеленосланцевой в западной — 430—450 млн. лет. Отвечает времени формирования палеозойской геосинклинали и, в частности, внедрению протрузий гипербазитов зоны Восточного глубинного разлома.

2. Региональный диафторез и гранитизация — 360—375 млн. лет. Отвечает инверсионной стадии развития геосинклинали.

3. Региональный приразломный кремнешелочной метасоматоз — 300—320 млн. лет. Отвечает ранним этапам орогенной стадии развития региона, а для данного района, являющегося блоком байкальской (?) консолидации, рассматривается как активизация.

4. Формирование предрудных метасоматитов на вольфрам-медно-молибденовых и полиметаллических объектах — 290—260 млн. лет. Отвечает смене орогенного режима развития региона посторогенным.

Следует заметить, что предлагаемая модель близка ранее разработанной (Силаев, Андреичев, 1982), что и отмечали авторы, указывая на ее хорошую согласованность с датировками метасоматитов различных районов севера Урала.

Изложенные данные позволяют уверенно говорить о возрасте редкометалльных и большинства полиметаллических месторождений Полярного Урала не древнее C_3 — P_1 . Не прибегая к помощи тезиса «о переотложенном» характере минерализации, нет никаких оснований говорить о древнем (байкальском) возрасте оруденения. Вряд ли здесь следует обсуждать или опровергать «переотложение вещества», так как этот процесс практически недоказуем и неопровергаем. Заметим лишь, что обсуждение должно вестись касательно конкретной минерализации конкретных месторождений, а не гипотетических первоисточников.

Анализ геологических данных и результатов изотопного датирования минералов и пород свидетельствует о наличии в истории развития Харбейского антиклинория трех этапов — байкальского, каледоно-герцинского и, возможно, киммерийского. В то же время оруденение, как показывают детальные исследования, в основном средне-позднепалеозойское.

Байкальский возраст может иметь пирит-пирротин-полиметаллическая минерализация междуречья рр. Б. Харбей—Лонготьюган (рудопоявления Желтая Гора, руч. Медный), для которой устанавливаются несогласное по отношению к Западно-Харбейской зоне простирающиеся минерализованной зоны и ряд особенностей рудных минералов (пирротина, сфалерита, галенита — см. гл. IV), свидетельствующих о метаморфизме руд и принадлежности их к иной минералогической системе.

Пространственно-временная индивидуализация сульфосольно-теллуридной минерализации и установление в районе субщелочного вулканизма юрского возраста свидетельствуют о проявлении в районе киммерийского этапа с отличной от предыдущих этапов рудогенеза минераций.

ЗАПАДНО-ХАРБЕЙСКАЯ ЗОНА КАК СТРУКТУРА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Полярный Урал, в частности Харбейский антиклинорий, стал рассматриваться как область тектоно-магматической активизации в 60-е годы. Наиболее аргументированы в этом отношении выводы Ф. Р. Апельцина и С. Г. Караченцева (Апельцин и др., 1967; Караченцев, 1982), выделявших поперечные субширотные структуры Харбейского антиклинория в качестве зон отраженной тектоно-магматической активизации. Для активизированных поперечных структур характерна субширотная (карельская?) направленность, интенсивное проявление гранитизации, редкометалльная специализация.

Западно-Харбейская зона имеет северо-западное (субмеридиональное, уральское) простираение. Ее минерагения давно (Софронов, 1948) привлекает внимание своей специфичностью. В пределах Западно-Харбейской зоны известны месторождения и рудопроявления редких металлов, олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, сурьмы (Охотников, 1975). В последнее время здесь нами установлены проявления аксессуарной висмутовой, теллуридной, ртутной и другой минерализации, что еще более выделило специфику минерагенического облика района. Возраст оруденения, как было показано выше, в основном средне-позднепалеозойский, очевидно, частично мезозойский. Все это говорит о том, что Западно-Харбейская зона представляет собой структуру отраженной активизации. В целом минерагения Харбейского антиклинория имеет много общего с таким классическим районом тектоно-магматической активизации, как Заилийско-Кетменский в Казахстано-Северо-Тяньшанском регионе (Основные закономерности развития. . ., 1979).

Анализ минерального кадастра Западно-Харбейской зоны свидетельствует об ее типично рудной сульфидно-вольфрамато-самородно-теллуридной специализации.

Таким образом, структуры тектоно-магматической активизации Полярного Урала, закладывавшиеся в пределах блоков байкальской консолидации, развивались в палеозое и, очевидно, мезозое, характеризуются специфической минерагенией и имеют не только субширотную, но и субмеридиональную направленность, образуя единую ортогональную сеть.

Морфологическим и минералогенетическим центром Западно-Харбейской зоны является Лонготьюганская субширотная структура, вдоль которой устанавливается правосторонний сдвиг северного фланга Западно-Харбейской зоны в северо-западном направлении на 14—16 км. В качестве доказательств этого предположения мы рассматриваем наличие протрузий гипербазитов лишь на границе северной части антиклинория и существование известного (Удовкина, 1971) эколгитового комплекса также в северной части антиклинория.

**КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ КАК ОСНОВА ВЫЯВЛЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ
ТОПОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ
ВОЛЬФРАМ-МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ**

(на примере Харбейского месторождения)¹

Геолого-минералогическое картирование (ГМК) — разновидность топоминералогического исследования, задачей которого является выработка фактической основы для анализа закономерностей распределения пород, минеральных ассоциаций и отдельных минералов. В соответствии с масштабом исследований ГМК подразделяется на мелкомасштабное (1:500 000), среднемасштабное (1:200 000—1:50 000) и крупномасштабное (1:25 000 и крупнее). Объектами исследований во всех случаях служат соответственно: минералогические или рудные провинции; рудные районы, узлы и поля; месторождения, отдельные рудные тела или их части (Юшкин, 1982).

Общую цель ГМК рудных объектов любого масштаба можно определить как выявление и анализ критериев рудоносности, на основе которых возможно осуществление соответствующего прогноза. Понятно, что при мелкомасштабных исследованиях предметом изучения являются региональные критерии, акцентирующие внимание на генеральных закономерностях распределения минерализации, а при крупномасштабных на первое место выходят локальные критерии, в основном обуславливающие ее концентрацию.

Фактическим результатом ГМК является опорная геологическая карта и серия минеральных карт-накладок. Нагрузка минеральных карт — элементов картирования — определяется спецификой объекта и детальностью исследования. Это могут быть: минеральные ассоциации, концентрации минералов, соотношение концентраций минералов, те или иные свойства минералов. Особое место здесь занимают так называемые минералы-индикаторы, свойства которых наиболее чувствительны к изменению параметров рудообразующего процесса в пространстве и во времени. Основные требования к минералам заключаются в представительности их распределения в объекте, вариационности, простоте и экспрессности определения их свойств (Чесноков, 1975; Юшкин, 1982).

В связи с ростом требований к точности прогноза в последние годы возникла актуальная проблема развития методов количе-

¹ Глава написана по результатам совместных исследований с В. И. Силаевым (Литошко, Силаев, 1985).

ственного прогнозирования. Очевидно, что решение этой задачи недостижимо путем традиционного визуального анализа карт, поскольку карты представляют собой результат наблюдений, а количественный прогноз требует измерений. Последнее при картировании часто затруднено тем, что многие элементы ГМК имеют качественный характер. Следовательно, осуществление количественного прогноза на базе ГМК связано с поиском путей формализации качественных элементов картирования и их соотношений. Нами сделана попытка применить для количественной оценки пространственной связи элементов картирования метод ранговой корреляции.² В качестве объекта исследований мы выбрали Харбейское вольфрам-медно-молибденовое месторождение. Оно наиболее хорошо изучено в сравнении с другими молибденовыми объектами региона. Это в сочетании с хорошей его обнаженностью определило выбор модельного объекта для испытания методики ГМК. Мы полагаем, что критерии рудоносности, выявленные на примере этого эталонного объекта, могут иметь важное значение для прогноза вольфрам-медно-молибденовой минерализации всего региона.

МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И ОБРАБОТКА ЕГО ДАННЫХ

Картирование месторождения (800×90—150 м) осуществлялось по сетке с ребром 10 м. Фланги месторождения изучались маршрутами с детальностью, отвечающей масштабу 1:5000. Количество квадратов наблюдений на месторождении составило 1057. В каждом квадрате определялось значение 62 признаков, многие из которых имели качественный характер. В связи с этим значение всех признаков — элементов картирования — оценивались по пятибалльной шкале: 1 — отсутствие признака; 2 — да или нет определенно сказать нельзя; 3 — признак развит ограниченно; 4 — признак развит хорошо; 5 — признак преобладает над другими признаками данного типа. Оценка большинства элементов картирования проводилась непосредственно в маршруте и лишь дополнялась в процессе камеральной работы. Ряд признаков, особенно минералогических, существенно уточнялись при изучении проб, аншлифов, шлифов. После первичной обработки результатов картирования были отброшены признаки, характеризующиеся малой распространенностью (менее 10 точек). Перечень и общая характеристика оставшихся 38 элементов картирования приведена в табл. 47.

Камеральная обработка и анализ данных производился в двух направлениях: построение карт и оценка силы пространственной

² Известен опыт применения для количественного прогнозирования рудоносности тренд-анализа (Лапухов, 1983). Ограниченность этого метода связана с условием детального изучения месторождения, отвечающего стадии эксплуатации.

Параметры геолого-минералогического картирования Харбейского месторождения

Классификация картировочных признаков		
тип	подтип	признаки
Признаки, характеризующие общую геологическую ситуацию	Вещественные	Бластиты амфиболсодержащие Сланцы хлорит-плагноклазовые Сланцы плагноклаз-хлоритовые Сланцы хлорит-серцитовые и серцитовые приразломных зон Сланцы эпидот-хлоритовые Рогообманковые бластиты Граниты Диабазы Аплиты Амфиболиты Сланцы хлоритовые альбитизированные
	Структурные	Рассланцевание Плойчатость и катаклаз Кавернозность
Метасоматические изменения рудовмещающих пород, в том числе и предположительно околорудные		Серцитизация Эпидотизация Хлоритизация Альбитизация Турмалинизация
Жильная минерализация	Состав	Хлорит-кварцевый Хлорит-кварц-карбонатный Эпидот-амфиболовые и амфибол-альбитовые Кварцевые рудоносные
	Морфология и строение жил и жильных зон	Одна мощная жила Несколько мощных жил Прожилковая зона Жилы четочного строения Жилы плитообразные
Жильная минерализация, ассоциирующая с оруденением в рудных жилах		Кварц-I, серый, крупнозернистый Кварц-II, сахаровидный, мелкозернистый Кварц-III Хлорит Кальцит
Рудная минерализация		Молибденит крупночешуйчатый » мелкочешуйчатый Шеелит и молибдошеелит Пирротин Халькопирит

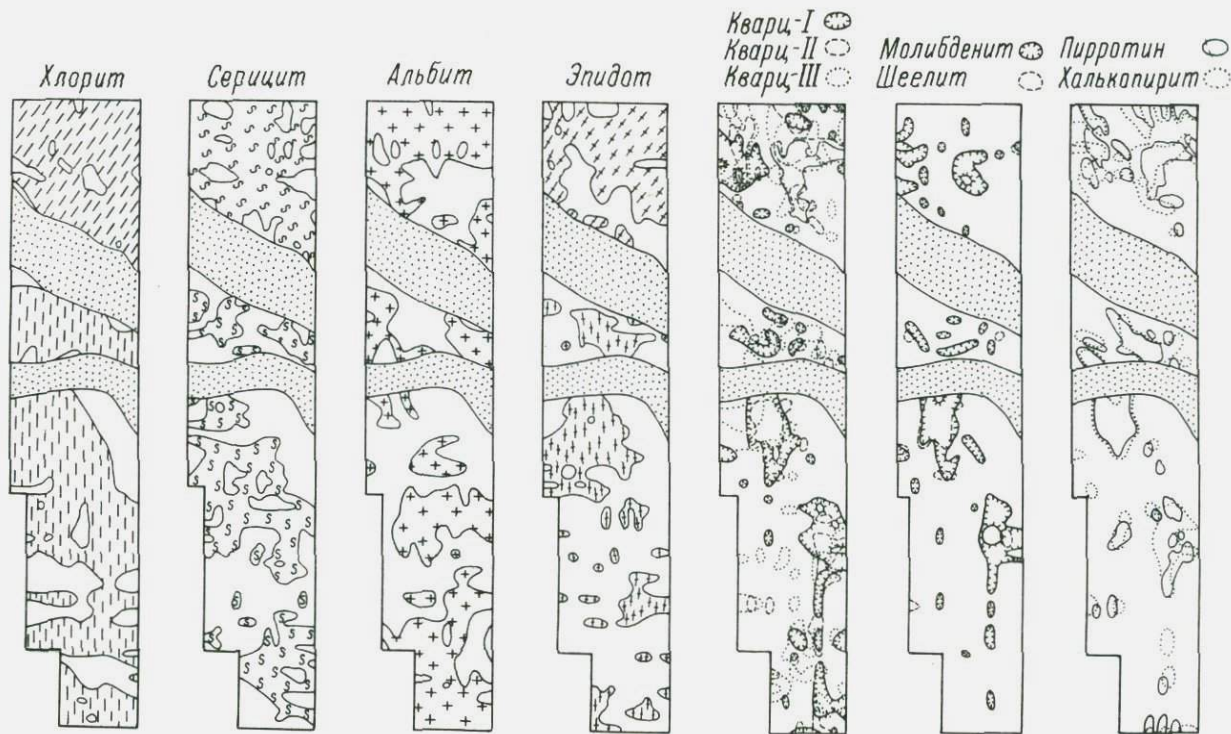


Рис. 44. Поминеральные карты-накладки участка геолого-минералогического картирования.

связи между картировочными признаками. В результате были построены следующие схематические карты:

I. Геологическая масштаба 1:1000.

II. Поминеральные:

- 1) рудного поля для рудных минералов, в их относительных содержаниях, по данным минералогического анализа (рис. 40);
- 2) месторождения:
 - а) для основных рудных минералов непосредственно по результатам картирования в виде ореолов (рис. 44);
 - б) для главных минералов метасоматитов и жил (рис. 44) также в виде ореолов.

Анализ этих карт позволил установить следующее. В пределах рудного поля наблюдается зональность: шеелит + молибденит → → молибденит + пирротин + халькопирит → халькопирит → галенит, которую можно представить в виде ряда шеелит → молибденит → пирротин → халькопирит → галенит. Оруденение распределено неравномерно с образованием серии «рудных столбов». Отдельные «рудные столбы» также зональны: отмечаются внутренняя шеелит-молибденитовая и внешняя пирротин-халькопиритовая зоны.

Онтогенетический анализ руд показал, что последовательность рудной минерализации была следующей: шеелит → пирит → молибденит → пирротин → халькопирит-I + борнит → сфалерит → → сложные сульфиды свинца, висмута, меди, серебра → халькопирит-II → галенит + теллуриды свинца, висмута → самородные. По актам катаклаза выделяются четыре стадии минерализации: шеелитовая, пирит-молибденитовая, сфалерит-халькопирит-пирротиновая и халькопирит-галенитовая с теллуридами и самородными. Таким образом, как в пределах рудного поля, так и отдельных рудных столбов реализуется минералогическая зональность расходящегося типа.

Визуальный анализ карт дает наиболее общее представление о закономерностях геологического строения и пространственного распределения основных минералов. Важным дополнением к построению карт является корреляционный анализ характера и силы пространственной связи между особенностями строения и состава месторождения. Значимость коэффициентов ранговой корреляции определялась пороговым значением коэффициента Стьюдента t_{95} . Во внимание принимались только значимые коэффициенты, схематически представленные на рис. 45 и 46.

Корреляционный анализ позволил в первую очередь выявить и оценить значимость рудоконтролирующих факторов различного типа (литолого-петрографического, структурно-тектонического, структурно-морфологического) как для оруденения в целом, так и по отдельным рудным минералам. Проведенный анализ позволил по-новому взглянуть и в ряде случаев пересмотреть некоторые аспекты геологического строения и генезиса месторождения. Оказалось, что рудные столбы располагаются в узлах пересечения

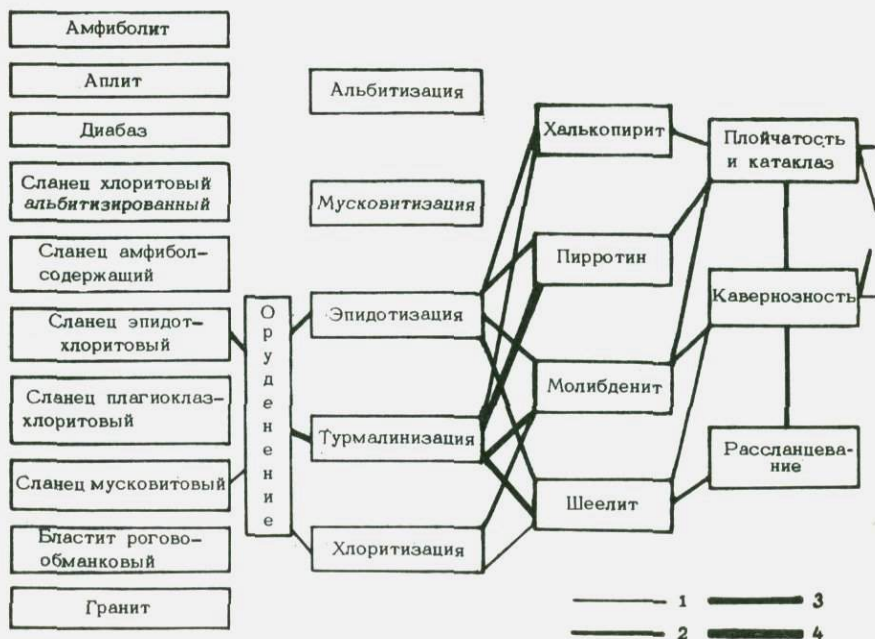
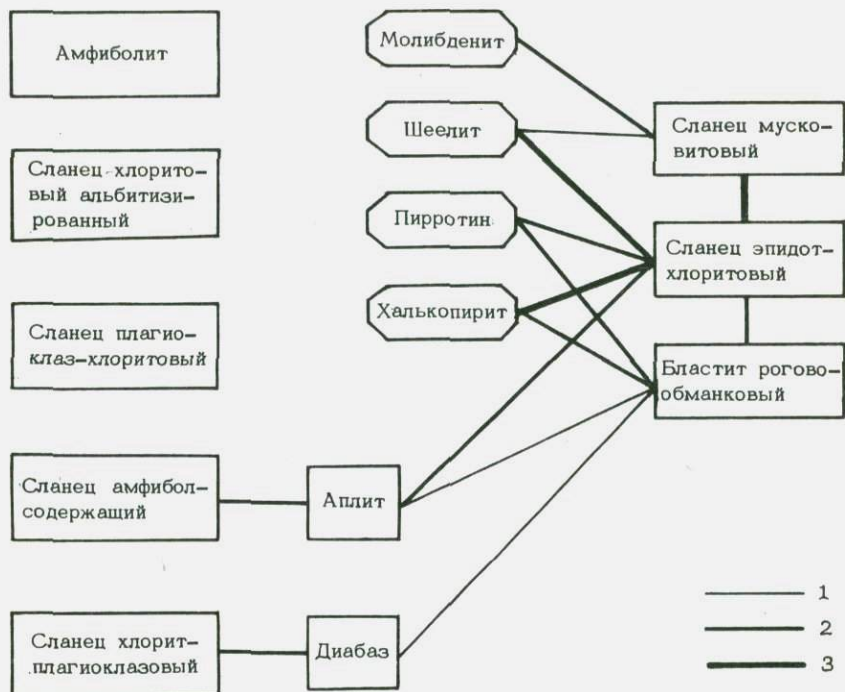


Рис. 45. Схема корреляционных связей между рудной минерализацией и рудовмещающими породами.

Значимые коэффициенты корреляции: 1 — менее 0.1; 2 — 0.1—0.19; 3 — 0.2—0.39.

кварцево-жильных зон с зонами катаклаза и расланцевания. Рудная минерализация приурочена к жилам четочного строения, т. е. устанавливается контроль оруденения структурами будинажа, развитыми в кварцевых жилах. Последнее наряду с прямыми наблюдениями эпигенетичности рудной минерализации относительно жильного кварца свидетельствует о значительном разрыве во времени между формированием жильного тела и собственно рудной минерализации, оцениваемом нами в 300 млн. лет. Не установлено связи между интенсивностью изменения вмещающих пород как с кварцевыми жилами, так и с масштабами оруденения. Аналогичный вывод об отсутствии пространственной, а следовательно, и тесной генетической связи между интенсивностью изменения пород и их оруденелостью был сделан А. В. Дружининым и др. (Результаты минералогического картирования..., 1983), применившими корреляционный анализ при изучении медно-порфирового месторождения Дальнее в Казахстане. Полученные данные, по нашему мнению, свидетельствуют об относительной пространственно-временной обособленности процессов метасоматоза и рудогенеза.

При топоминералогическом прогнозировании большое значение имеют собственно минералогические критерии. Их выработка и оценка значимости осуществляются путем сравнительного, а по мере возможности корреляционного анализа конституционных

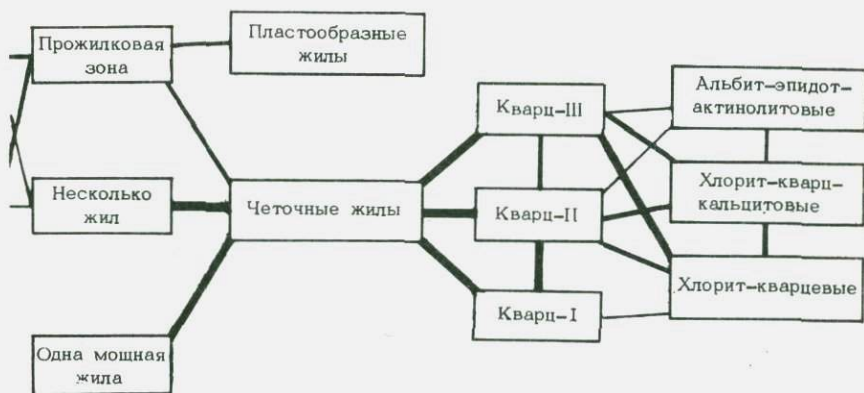


Рис. 46. Схема корреляционных связей основных элементов геолого-минералогического картирования Харбейского месторождения.

Значимые коэффициенты корреляции: 1 — менее 0.1; 2 — 0.1—0.19; 3 — 0.2—0.39; 4 — 0.4 и более.

карт отдельных минералов с поминеральными картами (рис. 39—41), выражающими пространственно-концентрационную структуру минерализации.

В качестве элементов картирования при составлении конституционных карт мы использовали те признаки минералов, индикаторная роль которых была выявлена при проведении региональных топоминералогических исследований.

Анализ конституционных карт показывает, что для шеелита (содержание и состав редких земель, интенсивность термолуминесценции) и пирротина (степень моноклинности) устанавливается связь с элементами структуры субстрата — составом пород, преимущественно метасоматических (содержание редких земель в шеелите), и зоной разлома (состав редких земель в шеелите, моноклинность пирротина). Тогда как характер изменения свойств молибденита (плотность, величина термоэдс) и халькопирита (твердость) близок концентрационной минералогической зональности и отражает структуру минералогенетической системы.

Сравнительный анализ конституционных и концентрационных карт позволил установить, что участки максимальных скоплений шеелита характеризуются пониженным в нем содержанием редких земель, выражающимся в низкой суммарной интенсивности излучения соответствующих примесных центров; молибденита — повышенными значениями его твердости и пониженными величинами термоэдс; халькопирита — повышенными значениями его твердости.

В заключение сформулируем ряд критериев вольфрам-медно-молибденовой рудоносности.

1. Вольфрам-медно-молибденовая минерализация концентрируется в блоках развития пород гнейсово-сланцевого комплекса гранитизации первичного вулканогенно-осадочного субстрата, приуроченных к узлам пересечения зоны субмеридионального глубинного разлома западного крыла Харбейского антиклинория поперечными субширотными структурами.

2. Концентраторами оруденения являются узлы пересечения кварцево-жильных зон секущими зонами смятия и катаклаза.

3. Минералогическая зональность рудных полей, месторождений и локальная зональность рудных столбов определяются смещением от центра к флангам шеелит-молибденитовой, халькопирит-пирротин-молибденитовой, далее пирротин-халькопиритовой и галенитовой минерализации.

Описанная методика ГМК может применяться на стадии предварительной разведки. Срок выполнения работы 1.5—2 года, предварительные данные могут быть получены за 6—8 месяцев.

Таким образом, методика крупномасштабного геолого-минералогического картирования с применением обработки данных на ЭВМ позволяет: 1) выявить структуру минералогенетической системы; 2) установить рудоконтролирующие факторы и оценить их значимость; 3) выработать минералогические критерии рудоносности.

ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ МИНЕРАЛОПРОЯВЛЕНИЙ
ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Важнейшей задачей минералогии является ее прикладной аспект, заключающийся в выработке способов и методов прогноза, поиска и оценки месторождений полезных ископаемых. Особенно актуальна задача разработки количественных методов. Геолого-разведочная практика показала, что для рудных районов возможны прогнозы и оценка рудоносности. Ведущая роль здесь принадлежит формационному анализу, в котором можно выделить два направления, развиваемых ВСЕГЕИ (Критерии прогнозной оценки территорий. . ., 1978; Количественное прогнозирование. . ., 1979) и ИГЕМ (Глобальные закономерности размещения. . ., 1974). Первое направление основывается на парагенетических связях определенных геологических и рудных формаций, второе — на приуроченности крупных месторождений к узлам пересечения зон глубинных разломов и использовании «принципа аномальности». Применительно к рудным районам разработаны и методики количественного прогнозирования рудоносности (Константинов, 1965; Сафронов и др., 1978; Кушнарев, 1982; Булкин, Мустафаев, 1984).

Однако возможность оценки отдельных месторождений вызывает сомнения в силу чрезвычайного многообразия факторов, определяющих в конечном счете их формирование. Естественно, любые оценки и прогнозы, равно как и устанавливаемые для природных объектов закономерности, имеют вероятностный характер. Разные исследователи оценивают величину этой вероятности неодинаково. Так, В. А. Попов (1981) считает, что неверно ставить задачи разработки количественного прогноза по минералого-геохимическим данным. Рудные тела и месторождения, по его мнению, могут быть выявлены только путем разведки и получения экономических параметров. По мнению И. И. Купряновой (1985), в общем случае решение задачи определения (прогнозирования) масштабов оруденения возможно на основе минералогического картирования тех или иных типоморфных признаков и определения соотношений между рудной зональностью, масштабами месторождений и пространственным распределением индикаторных свойств минералов. Эти точки зрения наглядно отражают сложность проблемы оценки месторождений, особенно на ранних стадиях изучения.

Комплекс исследований по выявлению и оценке месторождений, рассматриваемых как минералогические аномалии (Аристов,

1975; Чесноков, 1975), включает (Юшкин, 1982): поиски минералогических аномалий, определение их генетического типа, изучение структуры, определение масштабов и эрозионного среза. Причем различные направления исследований этого комплекса развиты неодинаково.

В настоящее время разработан широкий спектр критериев и индикаторов рудоносности для месторождений различного состава, но наиболее хорошо применительно к редкометалльным (Гинзбург, 1954; Гинзбург и др., 1981; Гордиенко, 1970). В качестве индикаторов рудоносности используются: содержание примесей рудных элементов в минералах вмещающих пород, например содержание Ta, Sn, W в биотитах и других фемических минералах или Pb в полевых шпатах; индикаторные соотношения элементов K/Rb, Cs/Rb, Li/Zn; наличие определенных минералов и ассоциаций. Отмечается, что при использовании в качестве индикаторов комплекса признаков или минеральных ассоциаций надежность прогнозов существенно повышается.

Определение генетического типа (формационной принадлежности) подразумевает оценку масштабности месторождений по аналогии с известными объектами. Однако на практике определение формационной принадлежности объекта оказывается весьма субъективным. Так, одно и то же месторождение может быть отнесено различными исследователями к нескольким рудным или рудно-метасоматическим формациям, а в пределах одного месторождения или жилы может быть выделено несколько рудных формаций. Со временем ориентация поисков месторождений определенных формаций меняется. Так, для молибдена наиболее перспективными формациями последовательно рассматривались: пегматитовая, кварц-молибденитовая, вольфрам-молибденитовая, грейзеновая, вольфрам-молибденитовая, вольфрам-молибденитовая, скарновая, кварц-молибденит-серицитовая, медно-молибденитовая порфировая.

Для оценки масштабности месторождений используются в основном тектонические, литолого-петрографические и геохимические критерии и весьма редко применяются собственно минералогические критерии и индикаторы масштабности оруденения. К последним можно отнести: многостадийность минерализации, предлагаемую в качестве критерия масштабности для месторождений различного состава — золоторудных (Петровская, 1955; Кудайбергенова, Пронин, 1984), вольфрамовых (Кудрин и др., 1981), молибденитовых (Покалов, Орлов, 1977), ртутных (Тихоненкова, Тихоненков, 1981); полиформационность месторождений (Петровская, Шадлун, 1972); «обратную зональность» примесей Mn, Eu, Yb во флюорите (Василькова и др., 1972).

Определение эрозионного среза месторождений по минералогическим признакам разработано хорошо и достаточно полно. Эти способы охарактеризованы в монографии А. И. Гинзбурга и др. (1981). В основе этих разработок лежит принцип выявления структуры минералогенетической системы — зональ-

ности, проявляющейся на концентрационном (Рундквист, Неженский, 1975) и конституционном (Чесноков, 1975; Юшкин, 1982) уровнях.

Наименее разработанной является проблема оценки масштабов месторождений. Решение задач, связанных с прогнозом и оценкой месторождений, заключается если не в построении количественной энергетико-вещественной модели их формирования, то хотя бы в ее обосновании.

Месторождение полезных ископаемых — минералов или элементов в виде минералов — понятие экономическое и характеризуется двумя основными параметрами — объемной размерностью и удельным содержанием полезного компонента. Лишь при достижении этими двумя параметрами определенных величин, причем согласованном, какой-то участок земной коры может именоваться месторождением. Вопросы оценки и разведки месторождений сводятся как раз к выяснению в основном этих двух параметров, конечно, с учетом технологических свойств руды, так как технологические ограничения в ряде случаев могут быть решающими. Мы остановимся только на проблеме оценки запасов в недрах без учета их технологичности.

В процессе образования месторождений (минералогических аномалий или аномального минералогического поля) основная роль принадлежит трем факторам, среди которых следует выделять необходимые и достаточные. К необходимым факторам относятся: 1) наличие рассеянного вещества, источником которого могут выступать различные типы осадочных, изверженных или метаморфических пород; 2) источник энергии для мобилизации и транспортировки вещества; вероятно, это «глубинное дыхание» Земли, поскольку интрузии не обладают достаточными запасами тепла для продуцирования крупных месторождений (Смирнов, 1981). Достаточным фактором рассматривается структурный контроль как совокупность литолого-петрографического и собственно структурного контроля, определяющих способности геологической структуры локализовать наложенную минерализацию. Определяющая роль принадлежит необходимым факторам, в основном энергетическому, следствием эволюции которого может быть создание достаточного фактора.

Ранее интересные данные по оценке рудных районов и месторождений с энергетических позиций были получены целым рядом исследователей (Квятковский, 1977; Сафронов и др., 1978; Смирнов, 1981). В качестве способа оценки рудообразующей энергии обычно применялись операции с кларками концентрации элементов.

Энергию рудообразования можно представить как $E_p = \sum_{i=1}^n Ne_i$, где N — количество индивидов данного минерала; n —

количество минеральных видов на минералогических аномалиях; e_i — удельная энергия образования минерального вещества.

Отсюда масштаб минералогических аномалий пропорционален количеству минеральных видов и количеству индивидов минеральных видов. Для отдельного минерального вида $E_p = Ne_m$, и эта зависимость описывается уравнением $y = \frac{a}{x}$, где коэффициент a — масштабность минерализации. Величина e_m для каждого индивида равна $e_k + e_n$, где e_k — энергия кристаллизации данного вещества, являющаяся постоянной; e_n — «информационная энергия», равная приращению энтропии, обусловленному отражением в конституции минерала минералогенетической информации. Таким образом, энергия рудообразования и масштаб минералогической аномалии могут быть оценены по информации, содержащейся в минерале, т. е. по его типоморфным признакам.

При возрастании энергии рудообразующего процесса будет происходить увеличение как количества индивидов, так и энергии их формирования. Последняя может увеличиваться только за счет «информационной» составляющей (e_n), а это будет выражаться в аномальных конституционных параметрах минералов. Следовательно, минералогическую аномальность следует рассматривать как показатель масштабности процессов рудообразования.

Следует подробнее остановиться на способе выражения «аномальности» в минералогенетической системе. Каждому минеральному виду свойственна «экологическая ниша», размеры которой ограничены областью существования минерального вида (Юшкин, 1977). Конституционные параметры минералов достигают аномальных значений при условиях, отвечающих приграничным областям экологической ниши. Величину аномальности можно выразить в процентах к «норме реакции» (по Н. П. Юшкину, 1972), представляющей естественные пределы изменчивости конституционных особенностей и свойств минералов, ограничивающие возможность сохранения ими целостности и качественной определенности. При аномальности, равной 100 %, минеральный вид прекращает формирование в данной минералогенетической системе и начинают кристаллизоваться другие минеральные виды.

Наиболее широко распространенные «рудные» минералы — халькопирит, сфалерит, пирит, т. е. минералы, формирующиеся в широком диапазоне условий, имеют экологические ниши значительных размеров. Но многие минералы имеют экологические ниши незначительного размера и оказываются «вписанными» в экологические ниши широко распространенных «сквозных» минералов. Поэтому наиболее важными с точки зрения возможности оценки аномальности минералогенетической системы являются «сквозные» минералы, а также минералы, экологические ниши которых выходят за пределы ниш «сквозных» минералов, т. е. такие минералы сами по себе являются показателями аномальности. Это выражается, в частности, в усложнении минеральных комплексов крупных месторождений. При изучении минеральных комплексов рудных формаций была подмечена эмпирическая закономерность (Осташенко и др., 1982): в крупных месторожде-

ниях, характеризующихся всегда более сложным составом (для данного формационного типа), присутствуют минералы, которые можно рассматривать как индикаторы аномальности или масштабности минерализации. К ним относятся сульфосоли, сложные сульфиды и теллуриды серебра, кобальта, висмута, никеля, т. е. комплекс минералов, наличие которых свидетельствует о значительной мобилизации и дифференциации вещества. В качестве примера можно привести ряд достаточно крупных месторождений различного состава: Колар, Стиллаутер, Потоси, Брокен-Хилл, Айдахо, Никитовское, Дальнегорское, Тырнауз, Каджаран, Бошекуль, Березовское и другие.

Для определения масштабов месторождения, как уже выше говорилось, необходимо и достаточно знать два параметра — объемные размеры минералогической аномалии и удельное содержание полезного компонента. Мы считаем, что эти параметры можно устанавливать и на предварительных стадиях исследования (Литошко, 1985б).

Минералогические аномалии имеют определенную объемную форму и форму поверхности. Их границы в большинстве случаев отчетливые, в том смысле, что фиксируется высокоградиентная зона падения концентраций полезных компонентов до фоновых или ниже фоновых. Ширина этой зоны может варьировать, но она значительно меньше размерных параметров минералогической аномалии.

В пределах минералогической аномалии, представляющей собой систему, наблюдается закономерное изменение конституционных параметров минерализации: количественных соотношений одновременных минералов; вариации содержания и состава изоморфных компонентов и примесей; вариации структуры и физических свойств отдельных минералов. Причем состав и свойства минерализации меняются в определенных пределах. Рамки этих пределов отражают суперпозицию вариаций термодинамических и физико-химических условий минералогенетической системы, при которых возможно формирование данной минерализации.

Само существование «рудного» минерала уже свидетельствует о том, что в данной системе были благоприятные условия для его формирования. Естественно, чем шире область этих условий, тем больше будут параметры минерализованных участков при наличии необходимых условий. Для характеристики изменчивости условий минералообразования предлагается использовать градиент конституционных параметров минерализации:

$$\Gamma = \frac{e_i - e_{i+1}}{l_i - l_{i+1}} = \frac{\Delta e}{\Delta l},$$

где e — параметр минерализации; l — размерные характе-

ристики минералогической аномалии. Величина e изменяется в определенных пределах, что вытекает из ограниченности условий, при которых формируется данная минерализация. Следовательно, величина градиента в основном определяется вариациями l , т. е. размерными параметрами минералогической аномалии.

Принадлежность минерализации к единой системе предопределяет закономерное (функциональное) изменение параметров минерализации. Следовательно, по величине градиента, устанавливаемого для части структуры минералогической аномалии, можно судить об ее размерах в целом на основании $l \approx \frac{\Delta e}{\Gamma}$.

Параметры минералогической аномалии, согласно приведенной формуле, оцениваются по известным Δe и Γ . Таким образом, минералогическая аномалия со значительными размерными параметрами характеризуется низкими градиентами.

Низкий градиент свидетельствует о длительности существования определенных условий, а так как мы устанавливаем это на примере «рудного» минерала, то из этого следует, что рудный минерал распространен на значительной площади (в значительном объеме) и в данной системе длительное время существовали условия, благоприятные для формирования минерализации.

Определение удельного содержания полезного компонента для данной системы представляется более трудным и не может выходить за рамки качественных оценок. Это обусловлено многофункциональной зависимостью формирования удельных концентраций. Но решение этой трудной задачи облегчается тем, что стандартной задачей по оценке минералогической аномалии является определение ее параметров по ограниченно вскрытой части, т. е. какого-то объекта с уже известной удельной концентрацией полезных компонентов, но неизвестными размерами.

Но даже при отсутствии или ограниченности данных об удельной концентрации компонента ее можно оценивать на основании того, что величина удельной концентрации есть показатель «аномальности». А для всех минералогических объектов, согласно закону минералогического резонанса (Юшкин, 1977), информация отражается на всех уровнях организации системы. Следовательно, концентрационные аномалии предопределяют наличие конституционных и наоборот.

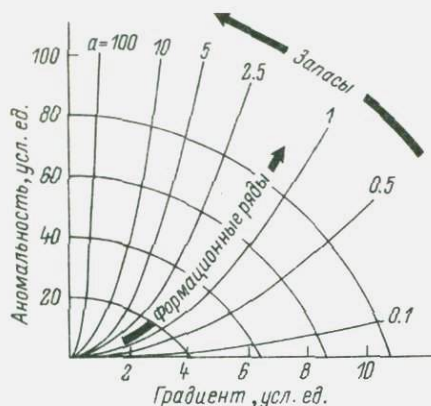
Таким образом, оценка месторождений полезных ископаемых производится по двум параметрам:

а) по степени аномальности системы, которая может быть оценена по количеству минеральных видов в минералогической системе, по степени аномальности конституционных признаков минералов, определяемой в виде процента от известного предела изменчивости данного параметра; представляется, что удобнее использовать конституционные параметры наиболее важных с точки зрения рудоперспектив минералов, причем предпочтительно высококонформативных;

б) по градиенту аномального параметра — его пространственной устойчивости.

Масштаб месторождения, аномальность системы и ее градиент описываются уравнением $y = ax^2$, где $x \geq 0$, т. е. одна ветвь параболы; a — коэффициент, характеризующий масштаб объекта. Согласно расчетам $a \approx \sqrt[3]{M}$, где M — запасы полезного компо-

Рис. 47. Схематический график зависимости масштаба месторождений от степени аномальности и градиента конституционных свойств.



нента (рис. 47). На графике отражен широкий диапазон термодинамических и физико-химических условий формирования месторождения — от низкопараметрических условий осадочного рудогенеза до высокопараметрических и высокоградиентных условий жильных гидротермальных систем, которые показаны рядом зон и близки рядам рудных формаций.

Каждая из ветвей парабол описывает объекты определенного масштаба: ветвь $y=0.1x^2$ — объекты, которые принято называть точками минерализации, а ветвь $y=100x^2$ — весьма крупные объекты. Условные запасы их отличаются примерно в 10^9 раз. Следует заметить, что на рисунке изображена небольшая часть графиков, так как в природе обычны объекты с резко аномальными конституционными параметрами, но по запасам отвечающие «точкам минерализации». Для таких объектов на рис. 47 величина градиента составит $20 \div 30$ усл. ед., им будет отвечать величина аномальности порядка 100 усл. ед. Приведенные графические зависимости показывают, что, используя предлагаемый способ оценки масштабности объектов, с большей надежностью могут быть оценены гидротермальные месторождения и с меньшей осадочные, так как при близких к нулевым значениям «аномальности» и «градиента» (ближе всего к этим условиям именно осадочные рудные формации) графики объектов различного масштаба сливаются, хотя такие объекты скорее абстрактны, чем реальны.

Изложенный материал позволяет сделать вывод о том, что *крупные геологические системы, в том числе минералогические (месторождения), характеризуются низкими градиентами конституционных (для данной системы) параметров.*

Утверждение о «низкоградиентности» крупных месторождений, казалось бы, находится в явном противоречии с общественными представлениями и экспериментальными данными о формировании значительных концентраций вещества именно в высокоградиентных системах. Справедливы оба положения, так как речь идет о разных градиентах. Низкоградиентный характер месторождений, фиксируемый по конституционным параметрам минералов, отражает градиент палеообстановки минералогенетической системы, в которой формировалась продуктивная минерализация. Когда же говорится о кристаллизации в высокоградиентных системах, то имеется в виду приведение состояния системы

к определенным условиям $\Gamma = a_i - a_j$; где a_i — исходное состояние системы; a_j — условия, при которых кристаллизуется данная минерализация. В рассмотренном выше случае имеется в виду градиент a_j .

Реализация предложенного способа на объекте заключается в проведении следующих операций: 1) определение величины «аномальности» и расчет градиента в изометрично изученном объеме — в идеальном случае «центрированном октаэдре»; 2) построение эллипсоида градиента, определение морфологии системы и величины градиента по различным осям эллипсоида; 3) на основании известных величин градиента и аномальности определение размерных параметров объекта.

В качестве примера, подтверждающего правомочность предлагаемых способов оценки месторождений, можно привести данные по изменению параметра элементарной ячейки арсенопирита Кочкарского рудного поля. Здесь установлено (Суставов, Кайнов, 1985), что продуктивные жилы характеризуются аномальными и, что очень важно, стабильными значениями параметра элементарной ячейки. Другой пример относится к области петрографии. О. К. Ивановым (1985) на примере базальтоидных интрузий было установлено, что с увеличением мощности интрузий вариации зональности минералов уменьшаются.

Использование и разработка данной методики позволит оценивать параметры месторождений на ранних стадиях исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные исследования месторождений и рудных полей Харбейского антиклинория показали, что вольфрам-медно-молибденовая и ассоциирующая с ней полиметаллическая и редкометалльная минерализация представляет собой генетически единый комплекс, характеризующийся общностью места и времени формирования. Наряду с общегеологическими критериями прогноза и оценки месторождений важное место должны занять собственно минералогические критерии, базирующиеся на результатах выявления закономерностей пространственно-временной эволюции минерализации (Чесноков, 1975; Рундквист, Неженский, 1975; Юшкин, 1980, 1982, и др.).

Западно-Харбейская рудоносная зона представляет собой длительно развивающуюся геологическую структуру, которую следует рассматривать в фанерозое как структуру отраженной тектоно-магматической активизации субмеридионального (уральского) простирания, образующей с ранее выделенными субширотными структурами активизации единую ортогональную сеть. В ее пределах совмещены продукты рудогенеза трех этапов — байкальского (?), варисийского и, возможно, киммерийского. Причем основополагающее значение имел варисийский этап рудогенеза, результатом которого являются практически все редкометалльные и полиметаллические объекты района.

Основой топоминералогического прогнозирования является выявленный закономерный характер образования и распределения минерализации в границах крупных рудоносных районов, примером которых служит Западно-Харбейская рудоносная зона, в масштабах рудных полей и отдельных месторождений.

Формирование и закономерное распределение разнообразной минерализации рассматривается как результат функционирования единой палеогидротермальной (минералогенетической) системы I порядка (рудоносной зоны), представляющей собой систему более мелких палеогидротермальных систем II порядка (рудных полей), располагающихся цепочкой вдоль единой меридиональной зоны разлома глубокого заложения. Эпицентры минералогенетических систем приходятся на узлы сочленения меридиональной зоны глубинного разлома с поперечными, причем последние располагаются с шагом 11—12 и 22—24 км. Формирование расходящейся минералогической зональности в пределах этих систем обусловлено распределением многостадийной и полихрон-

ной, весьма разнообразной минерализации вокруг эпицентров (центров зональности I и II порядков). Различия в относительном развитии внутренних и внешних зон, связанные с эволюцией минералогенетической системы, а также, возможно, с некоторой неоднородностью эрозионного среза блоков Западно-Харьбейской рудоносной зоны, обусловили возникновение зональности I порядка, разрешенной в масштабе рудоносной зоны.

Перспективы обнаружения новых вольфрам-медно-молибденовых и другого состава месторождений в пределах Харьбейского антиклинория мы связываем с восточным крылом антиклинория, представляющим собой субмеридиональную полосу развития разнообразных тектонитов шириной 2—6 км в зоне Восточно-Уральского глубинного разлома.

ЛИТЕРАТУРА

Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова / А. К. Яковлева, А. С. Осохин, В. С. Докучаева, Ю. Н. Нерадовский и др. Апатиты, 1983. 320 с.

Апельцин Ф. Р. О явлениях реогранитизации на примере гранитоидных образований Харьейского блока // Тез. докл. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1966. С. 49—50.

Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М., 1967. 199 с.

Аристов В. В. Поиски твердых полезных ископаемых. М., 1975.

Арутюнян Л. А., Хуршудян Э. Х. Синтез дисульфида молибдена из тномолибдатных растворов при высокой температуре // Геохимия. 1966. № 6. С. 650—658.

Бадалов С. П., Хуршудян Э. Х., Турсебеков А. Х. Подтипы молибденита медно-молибден-золоторудного месторождения Дальнее // ДАН УзССР. 1971. Т. 28. С. 41—42.

Бакиров А. Г. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 5. С. 1145—1146.

Баклунд О. О. Базальт из Большеземельской тундры // Тр. Геол. музея. 1911. Т. 4, вып. 6.

Баситова С. М. К геохимии рения: Автореф. дис. М., 1950. 22 с.

Беляков М. Ф. Лазулит из кварцевой жилы г. Сура-Из на Приполярном Урале // ДАН СССР. 1945. Т. 47, № 2. С. 127—129.

Блохина Н. А. Минералогия, геохимия и условия образования золото-сульфидных месторождений в формации магнезиальных скарнов. Душанбе, 1984. 255 с.

Булкин А. Г., Мустафаев Г. В. К методике количественного прогнозирования // Геол. рудн. месторожд. 1984. № 5. С. 65—72.

Бутин В. В., Панин Н. Н., Козлов П. С. Геологическая позиция глаукофанового метаморфизма пород сланцевого обрамления Харьейского антиклинория // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1979. Вып. 7. С. 92—98.

Василькова Н. Н., Картенюк Н. Ф., Кукушкина О. А. Связь свойств флюорита с его составом и условиями образования. М., 1972.

Верма А., Кришна П. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М., 1969. 274 с.

Виньковецкий Я. А. Геологические данные о генезисе вторичных кварцитов герцинит Центрального Казахстана // ЗВМО. 1970. Ч. 99, вып. 5. С. 517—527.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М., 1981. 575 с.
Войткевич Г. В., Прохоров Г. В., Хайретдинов И. Г. О природе термоэлектрического эффекта в минералах // ДАН СССР. 1965. Т. 162, № 1. С. 169—172.

Воробьев Ю. К. Типоморфные особенности высокотемпературных халькопиритов // Состав и свойства минералов как показатель их генезиса. М., 1978. С. 165—170.

Вулканизм, метасоматизм и оруденение горной части Полярного Урала / О. Н. Грязнов, В. И. Чесноков, А. Б. Макаров, В. А. Елохин // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Свердловск, 1984. С. 24—37.

Гаррис М. А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М., 1977. 296 с.

Гаррис М. А. Байкальский тектоно-магматический цикл и его значение для рудоносности и нефтегазоносности Северного Урала и сопредельных территорий // Магматизм и металлогения Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1982. С. 12—13.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Основные закономерности метасоматоза и рудоотложения регрессивной стадии регионального метаморфизма // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск, 1985. С. 106—114.

Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значение при поисках редких металлов в пегматитах // ДАН СССР. 1954. Т. 98, № 2. С. 233—235.

Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., 1981. 237 с.

Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, В. А. Баскина и др. М., 1974. 191 с.

Горбатов Г. А. Термоэлектрические свойства пирита и галенита и возможная связь их с температурами минералообразования // Методы исследований минерального сырья. М., 1957. С. 106—121.

Гордиенко В. В. Концентрация лития, рубидия и цезия в калиевом полевом шпате и мусковите как критерий прогнозирования редкометалльного оруденения гранитных пегматитов // ЗВМО. 1970. Ч. 99, № 2. С. 155—164.

Горохова В. Н. Геохимия рения // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких металлов. М., 1964. Т. 1. С. 612—640.

Горский И. И. Уральско-Новоземельская складчатая область // Геологическое строение СССР. М., 1958. Т. 3. С. 79—89.

Грязнов О. Н. Геохронология рудоносного метасоматизма Урала // Изв. вузов. Геол. и разв. 1986. № 1. С. 17—22.

Дымкин А. М., Пермьяков А. А. Онтогенез магнетита: По материалам изучения природных руд и агломератов. Свердловск. 1984. 188 с.

Дымков Ю. М. Парагенезисы минералов ураноносных жил. М., 1985. 207 с.

Елохин В. А., Чесноков В. И., Дворников Ю. А. Метасоматиты Харьейского рудного поля на Полярном Урале и их рудоносность // Рудоносные метасоматической формации Урала. Свердловск, 1981. С. 40—41.

Жабин А. Г. Минералогическое картирование рудных тел в онтогенетическом аспекте // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 22—32.

Зеликман А. Н., Лобанов Б. П., Макаров Ю. В., Севастьянова Г. И. Кинетика и механизм роста слоев дисульфида молибдена на молибдене // Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер. 1976. № 12. С. 1665—1667.

Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М., 1974. 155 с.

Иванов О. К. Зональность петрогенных минералов как критерий оценки условий равновесной кристаллизации ортомагматитов // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Теория и методология минералогии». Сыктывкар, 1985. С. 162—163.

Иванов В. В., Панфилов Р. В. Галенит // Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., 1973. С. 23—24.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., 1969. 160 с.

Иванов В. В., Тархов Ю. А. Молибденит // Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., 1973. С. 54—59.

Игумнов С. А., Елохин В. А., Перкова Р. И. Изотопный состав серы молибденитовых месторождений Полярного Урала // Тез. докл. IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982. Т. 2. С. 396—397.

Изотопы углерода в гидротермальном кальците и минералогенетическая интерпретация их соотношений / Н. П. Юшкин, Г. П. Мамчур, Р. И. Стачущин, В. В. Буканов // Геология Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Сыктывкар, 1971. С. 137—151.

Казак А. П. Глаукофан-сланцевые формации Севера Урала // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. М., 1981. С. 143—151.

- Караченцев С. Г. О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 138—158.
- Караченцев С. Г. Легкие лантаноиды как показатель формационной принадлежности вольфрамового оруденения // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, 1978. С. 78—84.
- Караченцев С. Г. Прогнозирование эндогенного оруденения на Севере Урала // Магматизм и металлогения Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1982. С. 83—85.
- Караченцев С. Г., Высоцкий К. А. Черты редкометалльной металлогении Севера Урала (вольфрам) // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1974. С. 103—123.
- Караченцев С. Г., Молдавандцев Ю. Е., Перфильев А. С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39.
- Караченцев С. Г., Урасин М. А. Особенности петрохимии гранитоидов севера Центрально-Уральского поднятия // Геология и полезные ископаемые Приполярного Урала. Тюмень, 1972. С. 106—118.
- К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1973. С. 5—10.
- К вопросу о зависимости некоторых физических свойств сфалерита от особенностей их химического состава / И. А. Пудовкина, Е. Г. Рябева, Е. К. Аксенова, Л. С. Дубакина // Минеральное сырье. 1968. Вып. 18. С. 13—28.
- Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., 1977. 189 с.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., 1974. 200 с.
- Кейльман Г. А., Бутин В. В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975. С. 5—14.
- Клиентова Г. П., Малахова А. А. К вопросу об изменении параметра кристаллической решетки сфалерита в зависимости от содержания кадмия, железа, марганца // Рентгенограф. минер. сырья. 1965. № 5. С. 10—18.
- Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Павлов Е. Г. О распаде природного твердого раствора в системе PbS—PbTe // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М., 1980. С. 185—190.
- Кожина Т. К. Гранитные интрузии бассейнов рек Большой Харбей и Лонготьюган (Полярный Урал). М., 1958. С. 112—133.
- Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Л., 1979.
- Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г. О поперечных структурных элементах на Урале, их происхождении и роли в размещении полезных ископаемых // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Сыктывкар. 1971. С. 289—293.
- Кононов О. В., Кожуг Д. Г., Нестеров М. В. Неоднородности минералов и природа ограниченного изоморфизма ряда шеллит-повеллит // Неоднородность минералов и рост кристаллов: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г. М., 1980. С. 128—134.
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., 1965.
- Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных геологических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья) // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966. С. 19—30.
- Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. М., 1983. 423 с.
- Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. М., 1978.
- Кудайбергенова Н. К., Пронин А. П. Длительность, унаследован-

ность и эволюция эндогенного минералообразования на золоторудных полях Казахстана // Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1984. № 4. С. 1—12.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Силаев А. Е. Стадийность минералообразования — один из главных факторов прогнозной оценки скарновошеелитовых месторождений // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории: Тез. докл. VI съезда ВМО. Л., 1981. С. 127—128.

Кузнецов Ф. В. Нижне-Ичетуйское месторождение лазулита. (Джидинский район, Бурятская АССР) // ЗВМО. 1971. Ч. 100, вып. 3. С. 358—359.

Куприянова И. И. Типоморфизм минералов и локальное прогнозирование // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Теория и методология минералогии». Сыктывкар, 1985. С. 140—141.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., 1982. 166 с.

Лапухов С. С. Влияние генетических представлений на локальный прогноз скрытого оруденения // Геологические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 126—131.

Ленных В. И., Вализер П. М. Гранаты эклогитов и глаукофановых сланцев Полярного и Южного Урала // Гранаты метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1980. С. 22—37.

Литошко Д. Н. Прогнозное значение минералогической зональности (на примере Харьбейского антиклинория) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1982. С. 179—181.

Литошко Д. Н. Молибденит как индикатор региональной минералогической зональности (Харьбей-Тайкеуский рудный район на Полярном Урале) // Минералы и минеральные комплексы Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983. С. 14—26.

Литошко Д. Н. Лазулит — первая находка на Полярном Урале // Топоминералогия и минералы рудоносных территорий. Сыктывкар, 1984. С. 75—78.

Литошко Д. Н. Халькопирит как индикатор минералогической зональности палеогидротермальной системы // Минералы и минералообразование. Сыктывкар, 1985а. С. 16—43.

Литошко Д. Н. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Теория и методология минералогии». Сыктывкар, 1985б. Т. 2. С. 137—138.

Литошко Д. Н. Лазулит как индикатор продуктивных вторичных кварцитов // Тез. докл. к XII конфер. молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1986. С. 108—110.

Литошко Д. Н., Бегизов В. Д., Хорошилова Л. А. Первая находка свинцово-висмутовых сульфосолей и теллуридов на Полярном Урале // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов. Сыктывкар, 1984. С. 60—66.

Литошко Д. Н., Никитина В. Д. Высокомарганцовистый пьомонит из метасоматитов Полярного Урала // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. Сыктывкар, 1984. С. 110—112.

Литошко Д. Н., Силаев В. И. Крупномасштабное геолого-минералогическое картирование как основа выявления локальных топоминералогических закономерностей рудной минерализации // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск, 1985. С. 13—21.

Литошко Д. Н., Тимонина Р. Г. Генезис геологической рудоносной формации Западно-Харьбейской зоны вольфрам-медно-молибденовой минерализации на Полярном Урале // Геология магматических образований севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1984. С. 38—50.

Лобач-Жученко С. Б. О находке лазулита в Байкальском нагорье // ЗВМО. 1963. Ч. 92, вып. 6. С. 714—716.

Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. М., 1934. 264 с.

Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Минеральные превращения олова в процессе минералообразования // ДАН СССР. 1984. Т. 264, № 5. С. 1217—1219.

Минералы — самородные элементы и теллуриды вулканогенного рудопроявления Кайрагач (УзССР) / А. С. Бадалов, Э. М. Спиридонов, В. Р. Гейнке, В. В. Павшуков // Зап. Узб. отд. ВМО. 1984. Вып. 37. С. 64—67.

Митюшева В. С., Золотарев Т. И. Типоморфизм галенита свинцово-цинковых рудопроявлений Полярного Урала // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г. М., 1980. С. 268—274.

Мовсесян С. А. Лазулит в андалузит-серцит-кварцевых породах Кангуро-Алангезского хребта // ДАН СССР. 1941. Т. 31, № 1. С. 31—32.

Мовсесян С. А., Исаенко М. П. К вопросу о генезисе штокверковых медно-молибденовых месторождений // Изв. АН Арм. ССР. Сер. науки о Земле. 1974. Т. 28, № 1. С. 31—42.

Мозгова Н. Н. Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. М., 1985. 264 с.

Молдавчанцев Ю. Е. Метаморфический пояс севера Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 1-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1963. Вып. 3. С. 219—221.

Молдавчанцев Ю. Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1971. Т. 4. С. 269—274.

Молдавчанцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 50—55.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., 1968. 355 с.

Некоторые электрофизические свойства пирита Восточного Забайкалья / А. И. Карасев, В. И. Красников, Р. С. Сейфуллин, В. С. Сычугов, В. А. Фаворов // Геол. и геофиз. 1972. № 5. С. 64—72.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1966. 379 с.

Обогащенная железом разновидность халькопирита / А. М. Карпенков, П. А. Митенков, Н. С. Рудашевский, Н. Г. Соколова, Н. Н. Шишкин // ЗВМО. 1974. Ч. 103, № 2, С. 601—605.

Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск, 1980. Ч. 1. 152 с.

Огаринов И. С. Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали // Глубинное строение Урала. М., 1968. С. 117—121.

Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР / В. А. Амантов, Е. В. Быковская, Г. А. Генко и др. Л., 1979. 303 с.

Основные черты металлогении Севера Урала / А. М. Маревичев, И. А. Петрова, О. А. Кондаин и др. // Магматизм и металлогения Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1982. С. 3—7.

Осташенко Б. А., Литошко Д. Н., Калининский А. В. Поисковое значение минеральных комплексов рудных формаций // Новые минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сыктывкар, 1982. С. 71—90.

Оформационной принадлежности метаморфитов Харбейского гнейсово-амфиболитового комплекса / В. А. Душин, А. Б. Макаров, Э. А. Сычева, Р. А. Исхаков // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1983. Вып. 10. С. 83—90.

Охотников В. Н. Данные полевых наблюдений над экзоконтактовыми изменениями микроклиновых гранитоидов в центральной горной полосе Полярного Урала // Материалы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948—1953 гг. Сыктывкар, 1955. С. 53—63.

Охотников В. Н. Западный глубинный разлом Полярного Урала // Сов. геол. 1968. № 9. С. 103—108.

Охотников В. Н. Геология рудных месторождений Полярного Урала. Л., 1975. 173 с.

Охотников В. Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов севера

Урала // Магматические формации Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979. С. 3—12.

Охотников В. Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал) // Л., 1985. 184 с.

Охотников В. Н., Калинин Е. П. Вольфрамовая минерализация Полярного Урала // Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., 1972. С. 127—153.

Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л., 1978. 275 с.

Панин Н. Н. Геологическая позиция процессов метаморфизма низких ступеней на примере Полярного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1983. Вып. 10. С. 34—46.

Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., 1968. 223 с.

Петровская Н. В. Значение продуктивных минеральных ассоциаций для поисков и разведка золоторудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1955. № 2. С. 17—24.

Петровская Н. В., Шадлун Т. Н. О типоморфизме парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972. С. 227—233.

Подсосова Л. И. Ранний протерозой Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1982. С. 114—115.

Подсосова Л. Л., Пономарев В. А. Полезные ископаемые Полярного Урала и направление дальнейших геологоразведочных работ // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 184—194.

Покалов В. Т., Орлов В. Г. Поисковые критерии и признаки прогнозной оценки месторождений молибдена // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977. С. 196—215.

Полииты молибденита и их нахождение в рудах / Ф. В. Чухров, Б. Б. Звягин, Л. П. Ермилова, С. В. Соболева, В. Г. Хитров // Геол. рудн. месторожд. 1968. № 2. С. 12—22.

Попов В. А. Форма кристаллов и «рудное тело» в гидротермальных системах // Исследования рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981. С. 56—67.

Распределение рения, селена и теллура в молибденовых месторождениях Советского Союза / Н. А. Хрущев, В. Н. Круглов, В. И. Пенснерова, В. Е. Панкова, Г. В. Розовская // Минеральное сырье. М., 1960. Вып. 1. С. 86—92.

Результаты минералогического картирования на медно-молибденовом месторождении Дальнее (Алмалыкский рудный район) и статистическая обработка на ЭВМ полученных данных / А. В. Дружинин, А. Г. Саенко, А. А. Слюняев, С. М. Трушин // Минералогическое картирование как метод исследования рудоносных территорий. Свердловск, 1983. С. 165—166.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., 1975. 224 с.

Сайто К. О влиянии химического состава галенита на его физические свойства // Таисэки кобуцу таккайси, 1961. Т. 46, № 5. (Бюро переводов ВИНТИ, М., перевод № 31852/3, 1963).

Сатпаева Т. А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата, 1958. 243 с.

Сафронов Н. И., Мещеряков С. С., Иванов Н. П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. Л., 1978. 215 с.

Сейфуллин Р. С., Пономаренко Л. Б. Термоэлектрические свойства пирита и глубокозалегающих осадочных толщ предкарпатского прогиба и его обрамления // ЗВМО, 1982. Ч. 3, вып. 2. С. 254—256.

Силаев В. И. Зональность Саурей-Лекинбальбейского рудного узла и прогноз рудоносности Полярного Урала // Серия препринтов «Научные рекомендации — народному хозяйству». Сыктывкар, 1982. Вып. 36. 32 с.

Силаев В. И. Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации. Л., 1982. 234 с.

Силаев В. И., Андреев В. Л. Геохронологическая модель сульфидной гидротермальной минерализации севера Полярного Урала (на примере Саурей-Лекинбальбейского рудного узла) // Геол. рудн. месторожд. 1982. № 2. С. 97—101.

Силаев В. И., Литошко Д. Н., Калиновский А. В. Региональная метасоматическая зональность Харбей-Тайкеуского района // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1981. С. 33—34.

Силаев В. И., Юшкин Н. П. Проблемы топоминералогических исследований районов с гидротермальной минерализацией // Минер. сб. Львовск. гос. ун-та. 1985. № 39, вып. 1. С. 7—15.

Сирин Н. А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., 1962. 279 с.

Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геол. рудн. месторожд. 1981. № 1. С. 5—17.

Сомина М. Я. Тригональный молибденит из Восточно-Сибирских карбонатов // ДАН СССР. 1966. Т. 167. С. 898—891.

Софронов Г. П. Новые данные по металлогении Полярного Урала // Материалы третьей геологической конференции Коми АССР, 15—20 января 1948 г. Сыктывкар, 1948. С. 234—254.

Софронов Г. П. Итоги геолого-поисковых и разведочных работ Полярно-уральского управления на редкие, цветные и черные металлы на Полярном Урале за период 1948—1953 гг. и планы на 1954—1955 гг. // Материалы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948—1953 гг. Сыктывкар, 1955. С. 21—31.

Спиридонов Э. М. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Южное Аку в Северном Казахстане // Зап. Узб. отд. ВМО. 1985. № 38. С. 90—95.

Средние содержания элементов-примесей в минералах. / Под ред. В. В. Иванова. М., 1973. 208 с.

Степанов А. И., Елохин В. А., Чесноков В. И. К вопросу о возрасте вольфрам-молибденовых грейзеновых месторождений Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления: Тез. III годичной конференции Тюменского отделения ВМО. Тюмень, 1982. С. 182—184.

Сустанов С. Г., Кайнов В. И. Закономерности изменения межплоскостных расстояний и химического состава арсенопирита Кочкарского рудного поля // Минералы месторождений Южного и Среднего Урала. Свердловск, 1985. С. 12—15.

Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала. Масштаб 1 : 1 000 000. М., 1977.

Титаренко А. Д. Влияние перекристаллизации пиритов на их состав и термоэлектрические свойства // ЗВМО. 1973. Вып. 4. С. 471—477.

Тихоненкова Е. Г., Тихоненков Э. Г. Закономерности эволюции в пространстве и времени гидротермальной рудоносной системы в пределах Доно-Днепровского краевого прогиба // Минералы, горные породы и полезные ископаемые в геологической истории: Тез. докл. VI съезда ВМО. Л., 1981. С. 105—106.

Ткачев А. В. О распределении железа в сфалеритах месторождения Дальнезападный Жайрем // ДАН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 445—447.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., 1971. 191 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М., 1985. 286 с.

Условия нахождения и типоморфные особенности состава сфалерита и галенита главнейших формаций свинцово-цинковых месторождений Болгарии и Советского Союза: Состав и строение минералов как показатель их генезиса. М., 1978. С. 140—157.

Фашии метаморфизма / Н. Л. Добрецов, Р. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др., М., 1970. 432 с.

Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 3. С. 76—87.

Фишман М. В., Андреичева В. Л., Естафьева А. Д. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами: (Северо-Восток Европейской части СССР...). М., 1982. 181 с. Деп. ВИНТИ, № 531—82.

Фишман М. В., Юшкин Н. П. Проблемы металлогении Европейского

Северо-Востока СССР // Сер. препринтов «Науч. докл.» / АН СССР, Коми фил. Сыктывкар, 1980. Вып. 57. 29 с.

Хрущов Н. А. Молибден. Оценка месторождений при поисках и разведке. М., 1961. Вып. 19. 270 с.

Цимбалюк А. В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 164—183.

Цимбалюк А. В. Харьбейский метаморфический комплекс на Полярном Урале // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1974. С. 22—30.

Чернышева Л. В., Смелянская Г. А., Зайцева Г. М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М., 1981. 255 с.

Чесноков Б. В. Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов: (на примере Березовского рудного района на Среднем Урале) // Минералогия и петрология Урала. Свердловск, 1975. С. 27—37.

Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974. 152 с.

Шмаевский В. Е., Мартынова С. С., Ясинская А. А. О термоэлектрических свойствах галенита // Минер. сб. Львовск. гос. ун-та. 1971. № 25, вып. 1. С. 73—76.

Шуй Р. Т. Полупроводниковые рудные минералы. Л., 1979. 288 с.

Шумская Н. И., Александрова Н. П., Кузнецова Н. В. Определение политипных модификаций молибденита по спектральной кривой отражения // ЗВМО. 1974. Ч. 103, вып. 6. С. 733—734.

Шеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., 1971. 148 с.

Электрохимический механизм окисления сульфидов месторождения Фестивальное (Комсомольский рудный район) / Л. К. Яхонтова, Л. Г. Нестерович, В. П. Постникова, В. А. Лебедев / Минералы-индикаторы петрогенезиса. Владивосток, 1980. С. 161—167.

Юшкин Н. П. Проблема типоморфизма минералов // ЗВМО, 1972. Ч. 101, вып. 2. С. 223—236.

Юшкин Н. П. Типоморфизм состава и свойств халькопирита пайхойских и вайгачских месторождений // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1974. С. 148—155.

Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., 1977. 291 с.

Юшкин Н. П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. Л. 1980. 376 с.

Юшкин Н. П. Минеральный кадастр геологических объектов: методические проблемы и функции // Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981. С. 68—82.

Юшкин Н. П. Топоминералогия. М., 1982. 288 с.

Юшкин Н. П., Макеев А. Б. Типоморфизм сфалерита Пайхойско-Ожновоземельской провинции // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г. М., 1980. С. 245—255.

Abernathy S. A., Blanchard F. N. Variations in unit-cell parameter and the X-ray diffraction intensity ratio $I(200)/I(110)$ in the lazulite-scorzalite series // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. P. 610—614.

Arnold R. G. Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurements of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction // Amer. Miner. 1966. Vol. 51, N 7. P. 1221—1227.

Arnold R. G. Range composition and structure of 82 natural pyrrhotites // Can Miner. 1967. Vol. 9. P. 31—50.

Clark A. H. Compositional differences between hexagonal and rhombohedral molybdenite // Neus. Jahrb. Miner. Monath. 1970. P. 33—38.

Kissin S. A., Scott S. D., Phase relations involving Pyrrhotite below 350° // Econ. Geol. 1977. Vol. 77. P. 1739—1754.

Kullerud G., Yoder H. S. Pyrite stability relations in the Fe-S system // Econ. Geol. 1959. Vol. 54. P. 533—572.

Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Miner. 1978. Vol. 63. P. 1023—1052.

Mukaiyama H., Izawa E., Nakae Y. The chemical composition and the structure of natural chalcopyrite // J. Miner. Soc. Japan. 1968. Vol. 9, N 2.

Newberry R. I. Polytypism in molybdenite: 1 — a non-equilibrium impurity induced phenomena; 2 — relationships between polytypism, ore deposition / alteration stages and rhenium contents // Amer. Miner. 1979. Vol. 64. P. 758—775.

Pecora W. T., Pahey I. I. The lazulite-scorzalite isomorphous series // Amer. Miner. 1950. Vol. 35, P. 1—18.

Smith F. G. The pyrite geothermometer // Econ. Geol. 1947. Vol. 42, N 6. P. 515—523.

Yund R. A., Hall H. T. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites // Econ. Geol. 1969. Vol. 64. P. 420—423.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. История изучения вольфрам-медно-молибденовой минерализации Харьейского антиклинория	6
Глава II. Основные черты геологического строения рудоносной территории	12
Стратиграфия	12
Структура	16
Магматизм	20
Металлогения	22
Метаморфизм	24
Глава III. Геологическое строение и минералогия вольфрам-медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений Западно-Харьейской рудоносной зоны	27
Геологическая рудоносная формация	27
Минеральный кадастр	31
Минералогическая типизация месторождений и рудопроявлений	34
Геологическое строение, минералогия и онтогенез месторождений и рудопроявлений	37
Харьейское рудное поле	37
Лонготьюганское рудное поле	54
Немурьюганское рудное поле	61
Ханмейское рудное поле	73
Желтая Гора	82
Общие закономерности положения, строения, минералогии и онтогенеза вольфрам-медно-молибденовой и полиметаллической минерализации	83
Глава IV. Минералы — индикаторы условий минералообразования	89
Самородные элементы	89
Сульфиды и сульфосоли	91
Вольфраматы	142
Фосфаты	146
Окислы	148
Карбонаты	155
Глава V. Генеральные топоминералогические закономерности и пространственно-временная эволюция минерализации Харьейского антиклинория	159
Пространственно-временные закономерности эволюции минерализации Западно-Харьейской рудоносной зоны	159
О формационной принадлежности минерализации	169
Возраст оруденения на Полярном Урале	171
Западно-Харьейская зона как структура отраженной тектономагматической активизации	181

Глава VI. Крупномасштабное геолого-минералогическое картирование как основа выявления локальных топоминералогических закономерностей вольфрам-медно-молибденовой минерализации (на примере Харбейского месторождения)	183
Методика геолого-минералогического картирования и обработки его данных	184
Глава VII. Вопросы оценки минералопроявлений по минералогическим данным	191
Заключение	199
Литература	201

Дмитрий Николаевич Литошко
ТОПОМИНЕРАЛОГИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ
РУДНОЙ ФОРМАЦИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

*Утверждено к печати
Президиумом Коми научного центра АН СССР*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *А. Т. Пожванов*
Технический редактор *Л. И. Каряева*
Корректоры
О. И. Буркова и Г. В. Семерикова

ИБ № 32923

Сдано в набор 27.05.87. Подписано к печати 15.12.87. М-21261. Формат
60×90¹/₁₆. Бумага № 1 офсетная. Гарнитура литературная. Фотонабор.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 13.25. Усл. кр.-отт. 13.37. Уч.-изд. л. 15.16.
Тираж 600. Тип. зак. 1617. Цена 2 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».
Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская линия, 1.

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография
издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

2 р. 30 к.

5021



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение