

П.В.ПАНКРАТЬЕВ
Ю.В.МИХАЙЛОВА

**Рудные
ФОРМАЦИИ**
СТРАТИФОРМНЫХ
СВИНЦОВО-
ЦИНКОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УЗБЕКИСТАНА

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

П. В. ПАНКРАТЬЕВ, Ю. В. МИХАЙЛОВА

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
СТРАТИФОРМНЫХ
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УЗБЕКИСТАНА

ТАШКЕНТ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
1981



УДК 551.263.553.445/6(575.1)

Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1981.

В монографии систематизируются свинцово-цинковые месторождения Узбекистана и прилегающих территорий с разделением их на генетические классы, группы, семейства и рудные формации, а также дается тектоно-металлогеническое районирование свинцово-цинковых провинций.

Основное внимание уделяется особенностям формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных, вулканогенных и метаморфических толщах Узбекистана. На примере месторождений трех главнейших формаций—барит-пирит-галенит-сфалеритовой, колчедано-полиметаллической и халькопирит-сфалерит-колчеданной—показано, что они образовались в результате сложного сочетания различных процессов: гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического, регенерации. Приведена геологическая характеристика типичных рудных полей, детально описаны разнообразные типы свинцово-цинковых руд, текстуры их и типоморфные особенности главнейших минералов. На основании выявленных закономерностей предлагается комплекс поисково-оценочных критериев на свинцово-цинковое оруденение.

Для геологов, изучающих рудные месторождения.

Лит. 226 назв., ил. 57, табл. 26.

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук Т. Ш. ШАЯКУБОВ

Рецензенты:
доктор геол.-мин. наук И. М. ГОЛОВАНОВ
канд. геол.-мин. наук М. МАНСУРОВ

М $\frac{20803-1520}{М 355(04)-80}$ 41—80 · 1904020000

© Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1981 г.

ВВЕДЕНИЕ

Узбекистан — один из интересных регионов Средней Азии по распространению различных типов оруденения. Открытие С. Ф. Машковцевым и Б. Н. Наследовым в 1925—1927 гг. древних выработок с проявлением свинцово-цинковой минерализации в Алмалыкском рудном районе (Кургашикан, Сарта-Буткан, Кулькермес и др.) положило начало усиленным поискам в Узбекистане свинца и цинка. Особенно плодотворны были поисково-разведочные работы в Восточном Узбекистане (Кураминский регион) в 40—50-х годах, в Западном и Южном в 50—60-е годы. В этот период была разведана большая часть известных в настоящее время месторождений и рудопроявлений свинца и цинка (Е. Р. Бутьева, Ф. И. Вольфсон, Т. Э. Видусов, Г. М. Залетова, В. П. Коломиченко, Н. А. Кочетков, Н. И. Крылов, А. Я. Лаухин, Е. Д. Молчанов, М. И. Моисеева, Р. А. Мусин, В. Н. Пузиков, П. Г. Салов, Г. С. Саркисов, М. Д. Троянов, И. Б. Федорова, Д. Т. Хан, Т. Ш. Шаякубов, К. Б. Шулятников, В. А. Воронич, А. Д. Шмулевич и др.).

В Алмалыкском рудном районе открыто большое количество скарново-свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений. Здесь на базе месторождения Кургашикан и других объектов действует Алмалыкский горно-металлургический комбинат им. В. И. Ленина. В Западном Узбекистане находится месторождение Учкулач, которое относится к весьма перспективному типу стратиформных месторождений в карбонатных толщах. Имеются реальные предпосылки для развития горнодобывающей промышленности и на юге Узбекистана, где выявлен новый для Средней Азии колчеданно-полиметаллический тип оруденения. На основе Хандизинского месторождения и других объектов этого типа уже сейчас можно говорить о наличии новой колчеданно-полиметаллической провинции.

Различные вопросы закономерностей размещения, условий формирования, минералогии и геохимии месторождений свинца и цинка Узбекистана или отдельных его регионов отражены в многочисленных работах (Абдуллаев и др., 1958; Е. Л. Абрамович,

1968; Е. Л. Абрамович и др., 1973; Х. А. Акбаров, 1975; В. В. Архангельская, Ф. И. Вольфсон, 1977; С. Т. Бадалов, 1965; С. Т. Бадалов и др., 1971; Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров, 1969; Б. Ф. Василевский, 1968; Т. М. Воронич и др., 1970; И. М. Голованов, 1965; И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевский, 1962; А. М. Карпунин, 1974; А. В. Королев, 1970; В. А. Королев и др., 1976; Н. Н. Королева, 1962; И. М. Мирходжаев, 1961. «Минерально-сырьевые ресурсы...», том 1, 1976; М. И. Моисеева, 1969; К. А. Набиев, 1976; Б. Н. Наследов, 1961; «Основные черты металлогении», 1979; П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, 1971; Ш. Х. Рахимов, 1978; «Региональная металлогения...», 1979; В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский, 1974; Е. К. Тепикин, 1953 г.; А. Х. Турсебеков и др., 1976; И. Х. Хамрабаев, 1958, 1969; Г. М. Чеботарев, 1965; Т. Н. Шадлуи, М. Г. Добровольская, 1976; Т. Ш. Шаякубов, 1978; А. Д. Шмулевич и др. 1974).

В некоторых из этих работ в той или иной степени затронуты вопросы, связанные со стратификацией свинцово-цинковых руд. Особо следует отметить упомянутые выше работы Е. Л. Абрамович (1968, 1973; и др.). Еще в пятидесятые годы Е. Л. Абрамович разработала методику исследования стратиформного свинцового оруденения в горах Калканата и дала представление о его сингенетично-эпигенетическом генезисе. На сингенетично-эпигенетический характер оруденения Калканаты и некоторых других свинцово-цинковых объектов Чаткальской и Кураминской зон указывал также М. А. Ахмеджанов (1960).

В настоящее время имеются различные мнения о стратиформных месторождениях. В широком представлении — это месторождения первично-осадочного происхождения, охватывающие обширную группу полезных ископаемых — черных, цветных, благородных, радиоактивных и редких металлов. Более узкий подход ограничивается включением в эту группу лишь пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах и медистых песчаников, которые формировались комбинированным сингенетично-эпигенетическим путем.

Наиболее рациональное определение стратиформным месторождениям дал В. И. Смирнов (1970, 1977), отнеся к ним такие, в которых рудные залежи по положению и условиям образования подчинены напластованию осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. При этом должны выдерживаться следующие дополнительные условия: формационный и литолого-стратиграфический контроль рудных залежей, преимущественно пластовая форма рудных тел, имеющих согласные границы в стратиграфическом разрезе рудоносных формаций, полигенное происхождение и длительная история формирования. Такому определению отвечают не только свинцово-цинковые месторождения в карбонатных отложениях, но и колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных, терригенных и метаморфогенных толщах,

на что было обращено внимание на семинаре «К проблеме стратиформных рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока», состоявшемся в сентябре 1977 г. в г. Чите (Филатов, 1978).

На территории Узбекистана стратиформные месторождения размещаются в карбонатных, осадочно-вулканогенных и метаморфических толщах.

В данной работе рассматриваются типичные представители трех главнейших рудных формаций — барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой (Учкулач), колчеданно-полиметаллической (Хандиза и др.) и халькопирит-сфалерит-колчеданной (Кульдара).

Проявления халькопирит-сфалерит-колчеданной формации по своим геолого-генетическим особенностям являются переходными между колчеданно-полиметаллическими и медно-колчеданными, поэтому и рассматриваются в числе свинцово-цинковых.

Исследуемые месторождения отличаются геотектонической позицией, составом вмещающих пород, типами руд, их минералогическим составом и т. п. Им свойственно большое разнообразие сочетаний седиментационно-диагенетических и эпигенетических процессов в формировании руд. Изучение таких объектов дает богатый материал для сравнительного анализа и выработки общих представлений об условиях формирования этой важной группы месторождений, а также разработки их поисково-оценочных критериев и признаков.

Во время работы авторы пользовались советами И. Х. Хамрабаева, Т. М. Воронич, Д. И. Горжевского, С. Т. Бадалова, В. А. Королева, Н. Н. Королевой, О. М. Борисова. Содействовали в проведении полевых работ В. Г. Гарьковец, Г. И. Малматин, Р. В. Цой, В. Н. Пузилов, Г. М. Залетова, Х. Х. Гадаев, А. З. Юлдашев, Ю. А. Чернявский, Т. Э. Видусов, П. Т. Адылов, М. Л. Дынкин и др. В сборе полевого материала и оформлении графики помогали В. И. Захаров и С. Н. Завалишин.

Всем им авторы приносят благодарность.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ СВИНЦА И ЦИНКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Средней Азии представляет собой часть Урало-Тяньшаньского каледоно-герцинского складчатого пояса и Каракумо-Таджикского краевого массива. На этой территории, по схеме Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, которой придерживаются большинство исследователей Средней Азии (Попов, 1938; Абдуллаев, 1960; Бабаев, 1964; Ахмеджанов, Борисов, 1967, 1977; Хамрабаев, Баратов, Борисов, 1977 и др.), выделяются зоны Северного, Срединного, Южного Тянь-Шаня, Северного, Центрального, Южного Памира, Копетдага и Каракумо-Таджикская зона (или зона Юго-Западного Тянь-Шаня).

Латеральный ряд этих зон с севера на юг отражает чередование различных по своей подвижности, времени консолидации и истории геологического развития элементов Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. В северных частях Средней Азии (зона Северного Тянь-Шаня) отчетливы следы каледонского тектогенеза, в центральной и западной (Срединная и Южная зоны Тянь-Шаня) преобладают сооружения герцинского, а в южных регионах — на Памире и Копетдаге альпийского тектогенеза.

Имеется много детальных схем тектонического районирования Средней Азии, но ни одна из них не является общепризнанной. Это связано прежде всего с тем, что в их основе лежат различные принципы. Все схемы условно можно разделить на три группы.

В первую группу входят схемы, основанные на возрасте главной складчатости (Наливкин, 1933; Пейве, 1938; Кухтиков, 1968; Поршняков 1968; Виноградов и др., 1958), определяемом по времени накопления самых молодых доплатформенных осадков, участвующих в складчатой структуре вне зависимости от их формационного типа. Авторы этих схем выделяют различное количество тектонических зон: только для Гиссаро-Алая — тринадцать (М. М. Кухтиков), а для восточной части Южного Тянь-Шаня — семь разновозрастных зон с 36 подзонами (Г. С. Поршняков).

На схеме тектонического и металлогенического районирования Тянь-Шаня, предложенной В. В. Вировцем, В. И. Кнауфом,

В. Д. Отрощенко, Л. З. Палеем, А. Д. Шмулевичем, зоны выделены также по возрасту складчатости (каледонские, раннегерцинские, среднегерцинские, позднегерцинские, киммерийские) (Шмулевич и др., 1970).

Вторая группа объединяет схемы формационного направления, основы которого разработаны Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, И. А. Штрейсом, Ю. А. Кузнецовым, А. А. Яншиным, В. И. Поповым, Б. Н. Крашенинниковым и др.

Сравнительный анализ геологических формаций и парагенетических комплексов (рядов) формаций в различных регионах позволяет судить об особенностях тектонического развития структур (смена стадий, тектонические режимы во времени и пространстве). Этот принцип типизации структур на формационной основе является ведущим в большинстве тектонических схем Средней Азии, особенно последнего периода (В. И. Попов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. Х. Хамрабаев, В. Г. Гарьковец, А. К. Бухарин, В. Н. Кнауф, В. Г. Королев, К. Л. Бабаев, Д. П. Резвой, А. Е. Довжиков, Ш. Д. Давлятов и др.).

Особо следует подчеркнуть использование в формационном направлении принципов относительной подвижности (Х. М. Абдуллаев, О. М. Борисов и др.) и историко-геологического (В. И. Попов), учитывающих развитие структур качественно, количественно, пространственно и во времени.

Несмотря на совпадение во многих схемах контуров тектонических структур, представления об их трактовке различаются. Так, М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов выделяют платформы, щитовые поднятия, передовые и тыловые прогибы, вулканические дуги; В. Г. Гарьковец, А. Г. Бухарин — эвгеосинклинали, миогеосинклинали, переходные между ними зоны, срединные массивы, квазиплатформенные чехлы, хемизвгеосинклинали; В. Г. Волочкович — геосинклинальные и антиклинальные поднятия, шовные структуры, эв- и миогеосинклинали и т. п.

К третьей группе схем тектонического районирования можно отнести тектонические схемы, разрабатываемые в ТашГУ на основе ядерной теории В. И. Попова (1964 и др.). Согласно этим схемам выделяются ядерные зоны (сердцевинные ядра, оторочки сердцевинных ядер, окраинные и шовные ядерные зоны) и междуядерные (переходы, собственно междуядерные зоны). Ядерные зоны представляют собой участки геосинклинальных поясов, в которых наиболее магматогенным процессом завершилась геосинклинальная стадия на пути превращения океанической коры в континентальную (Попов и др., 1976).

При сопоставлении тектонических схем, основанных на ядерной теории, с другими, выявляется, с одной стороны, некоторое сходство в пространственном расположении отдельных зон, с другой — различная их трактовка. Например, как отмечают В. И. Попов и др. (1976), «выделенные по схеме МГ УзССР (В. Г. Гарьковец, А. Г. Бухарин, и др.) эвгеосинклинальные зоны

соответствуют то окраинному ядерному типу (Южно-Гиссарская), то переходному и междуядерному (Чаткало-Нарынская и Каржантауская), то просто междуядерному».

В последнее время при составлении тектонических схем учитываются также данные по глубинному строению земной коры, явления тектоно-магматической активизации, скрытые разломы фундамента и кольцевые структуры, выявленные со спутников, и т. п.

В настоящей работе в основу районирования рассматриваемой территории на свинец и цинк положена тектоническая карта (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов) и карта геологических комплексов (О. М. Борисов, Л. М. Глейзер, О. П. Горьковой, И. А. Фузайлов) Центральной части Средней Азии, а также составленная на их основе схема металлогенического районирования (Воронич, Хамрабаев, Панкратьев, Горьковой, Рахматуллаев, 1979).

Структурный план рассматриваемой территории характеризуется латеральной неоднородностью. Линейновытянутая в субширотном направлении Южно-Тяньшаньская каледоно-герцинская геосинклиналь обрамляется с двух сторон жесткими массивами: с севера — Срединно-Тяньшаньским, с юга — Каракумо-Таджикским (или ядрами, по В. И. Попову, 1964), выделяемыми соответственно как три металлогенические области Тяньшаньской провинции. Металлогенические области в свою очередь подразделяются на металлогенические зоны и подзоны («Региональная металлогения...», 1979; «Схема металлогенического районирования...», 1979).

Для Центральной части Средней Азии характерно также наличие крупных «просвечивающих» поднятий и прогибов, поперечных по отношению к простиранию структур Тянь-Шаня. К ним приурочена цепочка интрузивов, месторождений и рудопроявлений верхнепалеозойского возраста, в частности, серебро-полиметаллические и серебро-золотые.

Пересечение разломов разных систем и наличие вулканотектонических структур в жестких блоках определило каркасно-узловой принцип размещения рудных полей, а сочетание складчатых структур с продольными и поперечными разломами в геосинклинали — линейно-узловой принцип размещения рудных полей (Хамрабаев, 1979; «Региональная металлогения...», 1979; «Основные черты металлогении...», 1979).

Формирование более или менее «зрелой» континентальной коры Центральной части Средней Азии в основном завершилось к началу рифея или в рифее. В позднерифейско-палеозойское время она неоднократно подвергалась процессам деконсолидации. В позднем рифее — нижнем девоне происходила деструкция эпикарельской платформы под влиянием развивающейся геосинклинали Северного Тянь-Шаня. В среднем девоне — раннем триасе под воздействием Южно-Тяньшаньской геосинклинали на «жестких» массивах возни-

кали наложенные структуры (ксеноструктуры, по М. А. Ахмеджанову и О. И. Борисову, 1977) — резонансно-тектонические краевые системы, наложенные вулканические дуги и ареалы, системы наложенных прогибов и депрессий, зоны развития телеорогенных массивов. В позднем триасе — неогене территория испытывала активизацию со стороны Средиземноморского геосинклинально-складчатого пояса.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦА И ЦИНКА

На рассматриваемой территории все промышленные свинцово-цинковые месторождения находятся в краевых частях «жестких» массивов — Срединно-Тяньшаньского и Каракум-Таджикского краевого. В Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системе свинцово-цинковое оруденение распространено неравномерно и значительно меньше. Известные здесь небольшие по масштабу скарново-редкометалльные свинцово-цинковые и кварц-полиметаллические месторождения и рудопроявления расположены вдоль ее северной и южной границ. Это согласуется с представлением о том, что прогибы геосинклинальных систем неблагоприятны для локализации крупных промышленных свинцово-цинковых месторождений (Горжевский, Козеренко, 1970).

Формирование эндогенных месторождений в относительно «жестких» участках земной коры с отчетливо выраженным гранито-метаморфическим слоем — платформам, срединных массивах, областях завершённой складчатости связано, по мнению одних исследователей, с процессами тектоно-магматического их оживления — автономной и отраженной активизацией (Щеглов, 1968 и др.) или в более широком смысле с наложенной активизацией (Ахмеджанов, Борисов, 1977), по мнению других, — с геосинклинальной их переработкой или регенерацией геосинклинального режима (Смирнов, 1962; Горжевский и др. 1976; Твалчрелидзе, 1977 и др.), либо с наложенным геосинклинальным режимом (Горжевский, 1978; Хамрабаев, Абдулин, Каюпов, 1979). Тектоно-магматическая активизация, как известно, по генезису («источнику активизации») подразделяется на отраженную и автономную (Щеглов, 1968, 1970 и др.). Области отраженной активизации (ревивации) тесно генетически связаны с развивающимися смежными геосинклиналями и обычно занимают узкие площади вдоль бортовых частей геосинклинальных прогибов. Интенсивность проявления отраженной активизации зависит от типа активизирующей геосинклинали, а также от степени консолидации рамы. Области отраженной активизации различаются по степени активизации, сопряженности во времени проявления отдельных стадий и характера магматизма с геосинклинальными образованиями, направленности (от центра активизации) и другим особенностям.

А. Д. Щеглов (1970) области с развитием процессов отраженной тектоно-магматической активизации делит на две группы. Первая характеризуется магматизмом и эндогенными месторождениями,

синхронными и сходными с соответствующими образованиями, имеющимися в смежных геосинклинальных прогибах. Вторая группа отличается магматизмом и эндогенными месторождениями, которые неизвестны в смежных геосинклинальных прогибах, но проявляются синхронно с определенными стадиями их развития.

По направленности активизации О. М. Борисов и Л. Н. Лордкипанидзе (1964) выделяют, вслед за Э. Арганом (1935), В. И. Поповым (1960), тыловую и вслед за Ю. М. Шейманом (1959) — фронтальную, а также продольную активизации.

Многие исследователи области автономной активизации (Карпова, 1966; Белоусов, 1966; Горжевский, Козеренко, 1965; Щеглов, 1968; и др.) рассматривают как особый тектонический элемент земной коры, равнозначный по своим масштабам и особенностям развития геосинклиналям и платформам. В работах Чень-Го-Да (1965) этот структурный элемент нашел отражение в структурах «дива», в работах Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1962) как эпигональ, в работах Е. Д. Карповой (1966) как сводово-глыбовые области. Данный тип активизации формируется независимо от развития смежных одновозрастных геосинклиналей и охватывает крупные территории «жестких» структур — платформ, срединных массивов, щитов, областей завершённой складчатости (Щеглов, 1970).

Области автономной активизации характеризуются только собственными им тектоническими структурами, образующимися в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры. А. Д. Щеглов (1970) выделяет две группы структур. К первой он относит наложенные структуры, сформировавшиеся в связи с широким развитием разрывных нарушений, ко второй — разрывные нарушения, проявляющиеся без наложенных структур. И. П. Томсон (1972), исследовавший структуры рудных районов в областях мезозойской активизации Востока СССР, с генетической позиции разделяет их на два типа: а) сводово-глыбовые и очаговые, б) сквозные (скрытые разломы фундамента), которые существуют независимо, развиваются параллельно и имеют разные глубинные уровни заложения. Из вторичных структур, осложняющих сводовые поднятия, он выделяет два типа впадин: обращенные и необращенные.

Д. И. Горжевским, В. П. Козеренко, А. И. Гинзбургом (1975) в основу металлогенической типизации областей активизации (автономной) положены типы тектонических структур, в пределах которых развивается активизация (докембрийские платформы, срединные массивы и зоны завершённой складчатости), и интенсивность процессов активизации (слабо активизированные, активизированные и интенсивно активизированные структуры). Они не разделяют мнения об отнесении к областям активизации территорий, где проявлены повторные тектонические движения, в частности, это касается вторичных геосинклиналей, которые образовались при дроблении срединных массивов. Эти процессы В. И. Смирнов (1962), Д. И. Горжевский (Горжевский и др., 1975), Г. А. Твалчрелидзе (1977) рассматривают как процессы геосинклинальной переработки

или регенерации геосинклинального режима. Так, В. И. Смирнов (1962, 1969) по степени регенерации выделяет четыре типа геосинклинальных рам: 1) интенсивно регенерированные с проявлением магматизма и оруденения всех стадий: (обрамление герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня); 2) ограниченно регенерированные с проявлением магматизма и оруденения одной из стадий (обычно средней или поздней) данной геосинклинали; 3) слабо регенерированные с телетермальным (телемагматическим) оруденением поздней стадии (северный борт Южно-Тяньшаньской геосинклинали); 4) с отсутствием изверженных пород и эндогенных месторождений данного цикла развития.

Согласно представлениям Д. И. Горжевского, М. Ф. Микунова, Е. И. Филатова (1976), с процессами геосинклинальной переработки срединных массивов или регенерации на них геосинклинального режима связаны свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах чехла срединного массива, иногда в связи со скарнами, и колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных формациях, тогда как с автономной активизацией связаны свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа в чехлах молодых платформ (мезозоя и кайнозоя).

Анализ существующих представлений о наложенных процессах показывает, что независимо от трактовки суть их заключается в том, что возникающие геологические формации накладываются на ранее сформированную, более или менее зрелую, древнюю или молодую континентальную кору, нарушается гомодромность магматизма, появляются контрастно-дифференцированные серии, происходит тектоническая перестройка ранее консолидированных блоков земной коры. Вместе с тем сопоставление геологических разрезов, слагающих геосинклинальные и «внегеосинклинальные» зоны центральной части Средней Азии, показывает, что существуют наложенные процессы как тесно связанные с развитием геосинклиналей, так и развивающиеся независимо (автономно) от них. Каждый из этих процессов приводит к формированию определенных тектонических и тектоно-магматических структур (вулканические пояса и дуги, резонансно-тектонические системы, наложенные и унаследованные прогибы, сводовые поднятия и т. п.), которые отличаются металлогеническими особенностями, а также отражают различные стадии и интенсивность воздействия на жесткую структуру развивающейся рядом геосинклинали или характер автономных процессов (табл.1).

В центральной части Средней Азии наложенные тектонические и тектоно-магматические процессы проявлялись в палеозое неоднократно. Однако наиболее отчетливо они выражены в герцинском цикле в пределах Срединно-Тяньшаньского срединного и Каракум-Таджикского краевого массивов. С ними связано формирование главнейших полиметаллических провинций (рис.1). Применительно к ним представляется возможным выделить следующие типы наложенных процессов: наложено геосинклинальный с вулканодуговым и резонансно-тектоническим подтипами и автономной активизации (Панкратьев, Горьковой, 1979).

Наложённые геосинклинальные процессы

С наложенными геосинклинальными процессами связано формирование наложенных сингеосинклинальных вулканических поясов, фрагменты которых на территории Средней Азии представлены

Металлогенетические особенности наложенных структур (на примере

Главнейший признак	Наложённые геосинкли	
	вулканические	
	пригеосинклинальные (синдоорогенные)	окраинные (синраннеорогенные)
Основные типы тектонических структур, включающие провинции	Наложённые вулканогенные прогибы, сопряжённые с краевыми системами глубинных разломов	Наложённые вулканогенные прогибы и плутогенные поднятия, сопряжённые с глубинными разломами в окраинных частях срединного массива
Тектонические структуры, включающие рудные узлы	Вулкано-тектонические структуры (субвулканические дайковые пояса, вулканические грабен-синклинали, кальдеры проседания и др.)	Зоны контактов гранитоидных интрузивов с карбонатными толщами
Вмещающие месторождения осадочные формации	Карбонатно-кремнистая, липарито-кремнисто-туфовая	Терригенно-доломитовая, доломито-ангидритовая
Ассоциирующие магматические формации	Базальт-липаритовая	Андезито-дацитовая, гранодиорит-гранитовая
Преобладающая форма рудных тел	Линзовидная и пластовая	Линзовидная, штокообразная, столбообразная
Главные типы околорудных изменений	Березитизация, пропильтизация, аргиллизация	Скарнирование, пропильтизация
Рудные формации	Колчеданно-полиметаллическая, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая, серебро-блеклорудно-полиметаллическая, халькопирит-сфалерит-колчеданная	Скарново-полиметаллическая

вулканическими дугами, образованными на различных стадиях геосинклинального процесса—доорогенной, раннеорогенной и позднеорогенной. Месторождения свинца и цинка связаны с пригеосинклинальной (ранней синдоорогенной), окраинной (синраннеорогенной) и поперечной (синпозднеорогенной) дугами, соответствующими

Таблица 1

свинцово-цинковых провинций центральной части Средней Азии)

нальные пояса и дуги	резонансно-тектонические	Области автономной тектономагматической активизации
Узлы сопряжения поперечных тектонических зон с более древними вулканическими поясами	Наложённые и унаследованные амагматические или слабомагматические прогибы (троги) в краевых частях и внутри срединного массива	Сводовые поднятия, сложенные в ядре породами палеозойского складчатого основания, с наложенными впадинами
Вулкано-тектонические депрессии, наложенные на сводовые поднятия	Конседиментационные впадины и тектонические трогии на склонах крупных приподнятых блоков	Зоны протяженных крутопадающих разломов
Трахилипаритовая	Углеродисто-карбонатная, терригенно-карбонатная, ангидрито-доломитовая, известняково-доломитовая, терригенно-вулканогенно-карбонатная	Известняковая рифовая и псевдоконгломератовая
Трахилипаритовая	Андезит-дацит-липаритовая	Достоверно не установлено
Жилообразная и трубчатая	Пластовая и линзовидная	Пластообразная, линзовидная, жилообразная
Березитизация	Катагенетические преобразования	
Скарново-галенитовая, кварц-барит-флюорит-полиметаллическая, кварц-серебро-галенитовая	Карбонат-барит-галенит-сфалеритовая, колчеданно-сфалерит-галенитовая, барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовая, барит-флюорит-галенит-сфалеритовая	Барит-галенитовая, кальцит-сфалерит-пиритовая

Каракумо-Гиссарской, Кызылкумо-Ферганской и Среднеазиатской дугам, выделенным Е. Д. Карповой (1968), М. А. Ахмеджановым и О. М. Борисовым (1977), а также с резонансно-тектоническими процессами.

Пригеосинклинальная вулканическая дуга

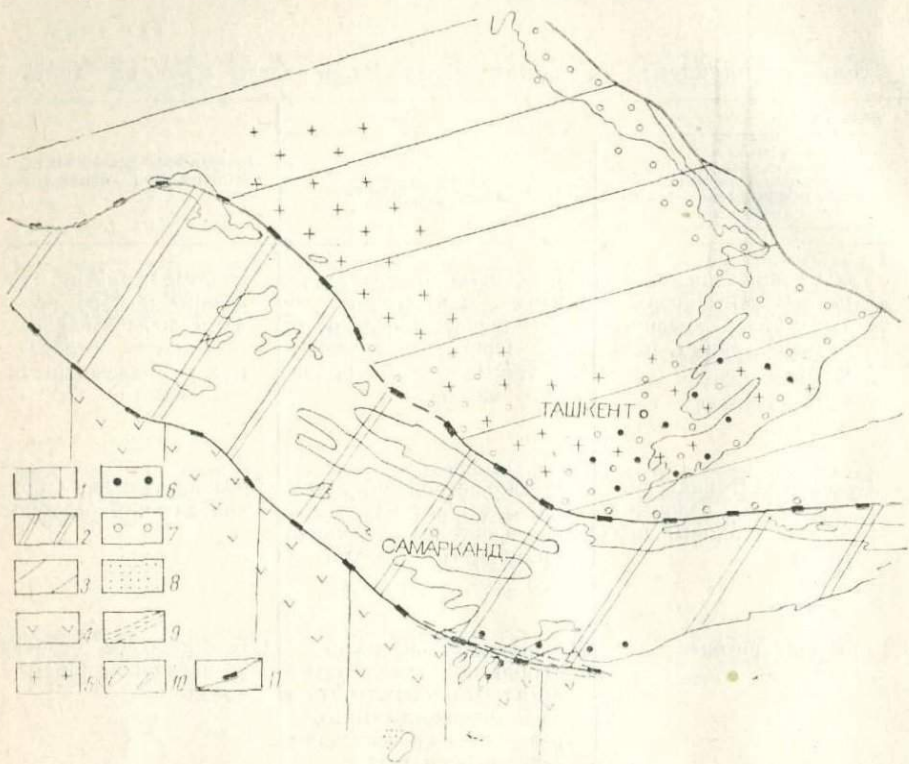


Рис. 1. Схема тектоно-металлогенического районирования центральной части Средней Азии на свинец и цинк.

1 — Каракумо-Таджикский краевой массив, 2 — Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система, 3 — Средне-Тяньшаньский срединный массив. Тектоно-металлогенические типы полиметаллических провинций: 4 — пригеосинклинальная вулканическая дуга с месторождениями колчеданно-полиметаллической формации, 5 — окраинная вулканоплутоническая дуга с месторождениями кварц-серебро-галенитовой и кварц-барит-флюорит-полиметаллической формаций, 7 — резонансно-тектонические наложенные и унаследованные прогибы с месторождениями карбонат-барит-сфалеритовой, пирит-галенит-сфалеритовой, барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой, барит-флюорит-галенит-сфалеритовой формаций, 8 — зоны автономной активизации с месторождениями барит-галенитовой и кальцит-сфалерит-пиритовой формаций, 9 — Южно-Гиссарский краевой шов с месторождениями халькопирит-сфалерит-колчеданной формации, 10 — выходы палеозоя, 11 — границы металлогенических областей.

S_{1V} — S_{1gr} связана с проявлением наложенного эвгеосинклинального режима, что, как известно, сопровождается формированием специфических (вторично геосинклинальных, по Г. А. Твалчрелидзе, 1977) вулканических поясов.

В Средней Азии этот тип переработки отчетливо проявлен в фор-

мировании наложенных вулканогенных прогибов в северной пригеосинклинальной части Каракумо-Таджикского краевого массива. Последний в большей своей части перекрыт мезо-кайнозойским платформенным чехлом и лишь в наиболее приподнятом Байсунском блоке хорошо обнажен и геоморфологически выражен юго-западными отрогами Гиссарского хребта.

Для Байсунского блока характерно широкое развитие архей-протерозойских метаморфических пород, составляющих кристаллический фундамент, представленных комплексами мигматито-гнейсов, кристаллических сланцев и гранито-гнейсов. Они обнажаются в центральной части блока в виде крупных брахиантиклинальных куполообразных структур.

С докембрия до нижнего карбона эта территория представляла собой сушу и лишь отдельные ее участки были подвержены слабой деконсолидации под воздействием каледонид Южного и Северного Тянь-Шаня, что выразилось в формировании на раннем этапе каледонского цикла вулканогенно-осадочных и терригенных с угленосными горизонтами формаций в северном и восточном обрамлениях Байсунской подзоны. В дальнейшем эти осадки были метаморфизованы в условиях низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев и в настоящее время представлены разнообразными слюдистыми, амфиболовыми кристаллическими, графитистыми сланцами и др. (Безуглов и др., 1972; Покровский, 1974).

В среднем и позднем этапах каледонского цикла Байсунский блок испытывал значительные восходящие движения и тогда вся территория представляла собой сушу. Процессы тектоно-магматического оживления выражались в формировании комплекса высокоглиноземистых гранитов (Вахшиварский и Обинаурузский гранитоидные массивы). С ними связаны зоны грейзенизации с редкометальной олово-вольфрамовой минерализацией и зоны с повышенными концентрациями свинца и цинка.

В герцинский период (D_2 — T) усиливаются тектоно-магматические процессы, особенно интенсивно проявившиеся на раннем и позднем этапах. Ранний этап (D_2 — C_1) характеризуется формированием наложенных прогибов по периферии Байсунского блока. Прогибание началось в девоне вдоль северной его окраины, где фиксируются терригенно-карбонатные отложения.

В нижнем карбоне прогибание усиливается и формируется наложенный вторично геосинклинальный вулканический пояс (фрагмент краевого вулканического пояса, выделенного А. А. Богдановым, 1965).

Процесс тектоно-магматической переработки начинается с заложения серии глубинных разломов субширотного и северо-западного направлений, вдоль которых формируются два крупных прогиба — Хандиза-Карасанский на севере и Южно-Сурхантауский на юге, разделенные антиклинальным поднятием. Они осложнены вулканотектоническими структурами, сложенными вулканитами базальт-липаритовой формации натриево-калиевого типа (липаритовой, по

Т. Н. Далимову, K/Na от 1 до 3). С последними тесно связаны месторождения колчеданно-полиметаллической формации, определяющей главный металлогенический профиль Байсунской подзоны.

Наиболее крупные месторождения располагаются в зоне Хандиза-Бельауты-Карасанского (или Эффузивного, по О. И. Черныху) разлома. Характерно, что к югу от данного разлома резко уменьшаются размеры месторождений, снижаются содержания меди и возрастает количество свинца и серебра в рудах.

С приближением к Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоне, особенно к зоне Южно-Гиссарского краевого шва, отмечается повышение меденосности колчеданно-полиметаллических месторождений. То же характерно и для южной окраины Байсунской подзоны (зона Южно-Сурхантауского глубинного разлома). Это связано с различной интенсивностью постконсолидационных преобразований (регенерация, по Д. И. Горжевскому) краевых и внутренних частей Байсунского блока рассматриваемого краевого массива.

Окраинная вулканическая дуга $C_1 - C_2$ (Кызылкумо-Ферганская) охватывает внутреннюю краевую часть Срединно-Тяньшаньского срединного массива, в ней широко распространены вулканоплутонические ассоциации, прорывающие и фундамент, и карбонатный чехол. Многие исследователи рассматривают ее как вулканоплутоническую (Арапов, 1974). Вулканическая дуга простирается в субширотном направлении от Чаткало-Кураминских гор до Аральского моря на 1000 км при средней ширине 50—80 км. Слагающая ее вулканогенная толща формировалась в субмаринных условиях. В размещении вулканитов значительную роль играли краевые системы глубинных разломов, вдоль которых формировались приразломные прогибы типа грабен-синклинальных вулканоплутонических депрессий, в которых накапливались эффузивы.

Для внешней краевой части дуги более характерны вулканиты последовательно дифференцированного базальт-андезит-дацит-липаритового ряда. Во внутренних частях вулканиты менее дифференцированы и сравнительно больше обогащены щелочами.

Плутонические комагматы, наиболее интенсивно формировавшиеся в среднем карбоне, представлены крупными батолитоподобными и штоковыми интрузиями и сопровождающими их порфирпорфиритовыми дайками. Они образуют последовательный ряд формаций от диоритов (габбро-диоритов) до гранитов. Для диоритовой формации отмечается гибридный характер, выражающийся в неравновесных парагенезисах минералов, и общая повышенная щелочность. Породы других формаций близки к средним типам, отличаясь от них повышенным содержанием калия, более высоким отношением магния к железу (гранодиориты) и пониженной известковистостью (адамеллиты).

С плутоническими гипабиссальными интрузиями среднекарбонного возраста — малыми порфиоровыми интрузиями гранитоидов и дайками гранодиорит-порфира, реже сиенито-диоритами связаны основные промышленные месторождения скарново-полиметалли-

ческой формации (Алтын-Топкан, Курусай, Кургашинкан и др.). Последняя представлена двумя субформациями: галенит-сфалеритовой в известковых скарнах и полиметаллической в магнезиальных, соответствующими генетическим типам скарновых месторождений по классификации В. А. Жарикова (1968). Формирование свинцово-цинкового оруденения связано с процессами пропилитизации, наложенными на скарны.

Поперечная вулканическая дуга P_1 (Среднеазиатская) занимает, по данным М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова, северо-восточное положение в тектонических структурах Тянь-Шаня. Она состоит из отдельных ареалов наземных вулкано-генных формаций, совпадающих пространственно с крупными блоками поперечных поднятий (Курамино-Гиссарским и др.) и узлами наложения поперечных тектонических зон на более древние вулканические пояса.

Вулканическая дуга сложена породами дифференцированного базальт-липарит-трахилипаритового комплекса, включающего три формации: липаритовую, трахибазальт-трахиандезитовую и липарит-трахилипаритовую («Региональная металлогения...», 1979). Подавляющая часть вулкано-генного материала сосредоточена в компенсационных вулкано-плутонических депрессиях, среди которых выделяются кольцевые структуры и грабены.

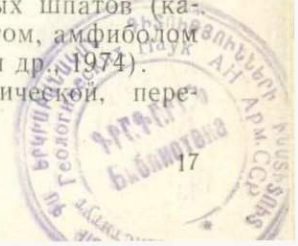
Отложения липаритовой формации имеют двухчленное строение. Нижняя часть преимущественно пирокластическая, верхняя — сочетание различных вулкано-генных фаций. По составу они отвечают липариту по Дэли, но отличаются резким преобладанием калия над натрием ($K_2O : Na_2O = 2-7$).

Трахибазальт-трахиандезитовая формация представлена существенно субвулканическими образованиями; значительно меньше развиты покровные фации — в основном пирокласты. Состав пород разнообразный, но преобладают щелочные и субщелочные разновидности базальтоидов и андезитов. Соотношение щелочей непостоянное (сумма 7—8%). В поздних дифференциатах с возрастанием общей щелочности увеличивается и содержание калия.

Липарит-трахилипаритовая формация представлена типичной для наземного вулканизма сложной ассоциацией покровных, жерловых, экструзивных субвулканических образований. Спорадически отмечаются осадочные и пирокластически-осадочные породы. Эти вулканы характеризуются избыточным содержанием извести, более высоким содержанием натрия, хотя калиевый уклон в общем сохраняется. Породы относятся к нормальному известково-щелочно-му ряду.

Проявления свинца и цинка ассоциируют с породами липаритовой формации. Характерные ее черты — высокая кислотность и щелочность, парагенезис высокотемпературных полевых шпатов (кашлишпат, плагиоклаз) с умеренно железистым биотитом, амфиболом и пироксеном, краснокаменный облик (Хамрабаев, и др., 1974).

С гранитоидами (гранит-порфирами) субвулканической, пере-



ходной к гипабиссальной фации тесно ассоциируют проявления апоскарново-березит-галенитового (Кумышкан), с внутри- и около-жерловыми фациями — кварц-серебро-полиметаллического (Лашкерек) и кварц-барит-флюорит-полиметаллического (Агата, Чебаргата) семейств рудных формаций.

Резонансно-тектонические процессы, как известно, проявляются в тектоническом воздействии геосинклинали на жесткие массивы и, как следствие, в образовании четко выраженных наложенных прогибов на фоне сравнительно равномерно полого и медленно погружающихся участков платформ, срединных массивов. Терригенно-карбонатные комплексы пород, выполняющие эти прогибы, формируются в условиях, близких к платформенному, субплатформенному или квазиплатформенному режимам, что всегда сопровождается резкими разнонаправленными вертикальными перемещениями отдельных блоков вдоль ограничивающих их разломов и, соответственно резкой сменой фаций. Особенно активно наложенные процессы этого типа проявляются в наиболее подвижных пригеосинклинальных частях «жестких» структур, непосредственно примыкающих к геосинклиналям. Примером могут служить области развития свинцово-цинкового оруденения Северо-Американской, Русской и других платформ.

В Средней Азии этот тип наложенных процессов проявился в образовании наложенных и унаследованных прогибов.

Основание Срединного Тянь-Шаня сложено архей-протерозойским и рифейским метаморфическим комплексами, фрагменты которых обнажаются в Пскемском хребте, Кассане, Кане (Борисов, Горьковой и др., 1979).

По данным О. М. Борисова, Т. М. Воронич, О. П. Горькового, Л. М. Глейзера, от верхнего рифея и на протяжении всего палеозоя Срединный Тянь-Шань развивался как единый относительно жесткий массив Карельско-Гренвильской консолидации с наложенными структурами эпикратонного типа. Полициклическое и длительное развитие смежных палеозойских геосинклиналей обусловили неоднократную переработку жесткого массива (платформенного массива в каледонский и срединного массива в герцинский циклы, по М. А. Ахмеджанову и О. М. Борисову, 1977). При этом одни участки жесткого массива оставались приподнятыми на протяжении всего палеозоя, другие испытывали многократные вертикальные движения. В результате к началу герцинского цикла эти участки отличались догерцинской предысторией, что отразилось и на особенностях их дальнейшего развития.

В северной краевой части Срединного Тянь-Шаня (Большекаратаяуская и Северо-Чаткальская подзоны) в венде возникли крупные поднятия и прогибы, заполненные отложениями моласоидного комплекса (конгломераты, глинистые сланцы, карбонатные образования). Дробление жесткого фундамента сопровождалось образованием в нижней венде щелочной оливино-базальтовой, или трахибазальтовой формаций (Пскемское поднятие, Северный Кассан).

В каледонский цикл в Большекаратанской и Северо-Чаткальской подзонах сначала ($\epsilon - O_1$) формировался пригеосинклинальный прогиб каледонид Северного Тянь-Шаня, в котором накапливались маломощные (440—500 м) кремнисто-карбонатно-терригенные отложения.

Во второй этап ($O_2 - S_1$) этот прогиб трансформировался в передовой (фронтальный, по О. М. Борисову) флишоидно-молассовый, охвативший также области Кураминского и Кассанского поднятий.

В герцинскую эпоху северная часть Среднего Тянь-Шаня представляла собой унаследованный прогиб, в котором отлагались терригенно-карбонатные и кремнисто-карбонатные формации, сопровождающиеся образованием месторождений соответственно карбонат-барит-галенит-сфалеритовой и пирит (арсениопирит)-галенит-сфалеритовой рудных формаций.

В Курамино-Ферганской зоне и Учкулачской подзоне среднепалеозойские комплексы залегают непосредственно на архей-протерозойских метаморфических образованиях. Характерным для них в верхнем силуре — начале девона было формирование краевого вулканоплутонического пояса. Наибольшие масштабы он имеет в восточной части Кураминской подзоны, несколько захватывая и смежные районы Чаткальской, к западу прослеживается по южной окраине Сырдарьинского блока (Учкулачская подзона) и, далее, по-видимому, в Валерьяновской зоне Кустанайского синклинория. Состав вулканогенных пород преимущественно андезит-дацитовый и дацит-липаритовый с повышенной щелочностью ($K > Na$).

Указанный вулканоплутонический пояс по своему положению (на стыке геосинклинали с жесткой рамой) близок к одновозрастному вулканическому поясу Центрального Казахстана, выделенному А. А. Богдановым (1965), но резко отличается от него в генетическом отношении. Казахстанский является эпигеосинклинальным, наложенным на каледонские складчатые сооружения, а Курамино-Ферганский сформировался на слабо дислоцированном чехле «жесткого» массива.

В период $D_2 - C_1$ в наложенных прогибах накапливаются карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. С ними связаны образования карбонат-барит-галенит-сфалеритовой, барит-пирит-(марказит)-галенит-сфалеритовой, пирит-галенит-сфалеритовой формаций, в которых широко развиты барит, флюорит, а также колчеданные и медно-колчеданные руды.

Автономная активизация

Наиболее ярко выраженные формы проявления процессов активизации, с которыми связаны месторождения свинца и цинка в Средней Азии — глыбово-складчатые перемещения блоков молодых платформ. Эти перемещения сопровождаются формированием сводовых поднятий, впадин и тектонических разрывов. По свое-

му характеру эти процессы соответствуют автономной активизации, по А. Д. Щеглову (1968).

С процессами автономной активизации, как известно, связаны крупные эндогенные месторождения, среди которых особое место занимают телетермальное полиметаллические. Эта связь, по А. Д. Щеглову (1970), выражается в размещении полиметаллических месторождений по периферии областей активизации среди слабо дислоцированных осадочных комплексов платформенного чехла, где проявляются разрывные нарушения, синхронные процессам активизации, которые фиксируются как в породах фундамента, так и в платформенном чехле. Типичными примерами таких областей активизации являются срединные массивы Западной Европы — Центрально-Французский и Армориканский. В обрамляющих их зонах среди мезозойских доломитов локализуются месторождения полиметаллов, барита, флюорита и пирита (Laffitte, 1967).

В Средней Азии с процессами автономной активизации связываются свинцово-цинковые месторождения, находящиеся в субплатформенном чехле мезо-кайнозоя. Наиболее изучены из них месторождения Западного Кугитанга на территории Туркмении. Они размещаются в зоне Караагачского (Караагач, Нарван, Кандара) и отходящего от него Тазачарвинского (Тазачарва, Майданшах I, Майданшах II) разломов среди рифового и псевдоконгломератового горизонтов известняков оксфорд-келловей. Рудные тела представлены близповерхностными пластообразными, богатыми сильно окисленными барит-галенитовыми и более глубоко залегающими трещинно-жилыми бедными галенитовыми, переходящими по простиранию в кальцит-сфалерит-пиритовые, и кальцит-киноварными рудами, сформированными в оксфордском веке, в течение которого происходили активные сводовые поднятия (Карабаев, 1978).

Основная масса оруденения тяготеет к низам рифового и верхам псевдоконгломератового горизонтов, локализуясь в местах изгибов разломов.

СИСТЕМАТИКА СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА

При металлогенических исследованиях и решении задач средне- и мелкомасштабного прогнозирования все более широко используется формационный подход к систематике эндогенных месторождений. Такой подход, как известно, позволяет наилучшим образом отразить их геолого-генетические и рудно-минералогические особенности.

Основы представлений о рудных формациях изложены в трудах В. А. Обручева (1928), М. А. Усова (1931), С. С. Смирнова (1937, 1947), А. Г. Бетехтина (1945), Ю. А. Билибина (1947), И. Г. Магакьяна (1950, 1967), Е. Е. Захарова (1953), Г. Шнейдерхена (1958), Е. Т. Шаталова (1965), Х. М. Абдуллаева (1960), В. И. Смирнова (1965), В. А. Кузнецова (1966, 1975), Г. А. Твалчрелидзе (1961), Д. И. Горжевского (1964), Е. А. Радкевич (1966,

1977), Н. А. Хрущева (1959), Н. В. Петровской (1965), Г. А. Соколова (1957), Р. М. Константинова (1973 и др.), А. А. Малахова (1966), П. Ф. Иванкина и др. (1961), Д. В. Рундквиста (1978) и др. В настоящее время формационный анализ оформлен в самостоятельное научное направление в геологии — учение о рудных формациях.

При выделении рудных формаций используются различные принципы: глубинность, температура, минеральные парагенезисы, главные рудные минералы или элементы, состав вмещающих пород и т. п. В рудную формацию вкладывается различный объем — от формации руд (Петровская, 1965) до совокупности (группы) месторождений, связанных с продуктивной магматической формацией (Кормилицын, 1973).

Существующие представления о рудных формациях проанализировал Р. М. Константинов (1973), который рассмотрел главные вопросы рудноформационного анализа с применением логико-математических методов, а также разработал представление о генетических рядах рудных формаций как методологической основы, с помощью которой можно установить зависимость минерального состава месторождений от какого-либо геологического фактора или группы факторов.

В большинстве упомянутых работ главным в выделении групп месторождений, образующих рудную формацию, является функциональная связь их минерального состава с особенностями геологических условий, в которых формировались месторождения (магматический контроль оруденения, связь с региональной и локальной тектоникой, составом и свойствами вмещающих пород, околорудными изменениями и т. п.). В некоторых из них также подчеркивалась целесообразность учета типа и стадии развития металлогенических зон (Твалчрелидзе, 1966), особенностей структуры (Рундквист, 1978) и др.

Исходя из сказанного, под рудной формацией мы понимаем группы месторождений со сходными парагенетическими ассоциациями минералов (или устойчивые минеральные ассоциации в случае непромышленных концентраций минералов), образовавшиеся в определенной последовательности в близких физико-химических и геологических условиях на определенных стадиях развития металлогенических зон. Название рудных формаций дается по наиболее характерным минералам, иногда целесообразно употреблять смешанные названия в силу установившихся терминов (например, колчеданно-полиметаллическая, медно-порфировая и т. п.).

Признав главной таксономической единицей рудную формацию, исследователи группируют рудные формации в генетические сообщества — рудные комплексы (Билибин, 1947), группы и серии (Горжевский, 1964), генетические ряды и серии (Кузнецов, 1975), рудные ряды (Магакьян, 1967), петро-металлогенические ряды (Абдуллаев, 1964; Воронич и др., 1971; Кузубный, 1975), генетические семейства (Малахов, 1966, 1968 и др.), магматогенно-рудные системы (Власов,

1978), ассоциации рудных формаций, комплексы рудных формаций (Рундквист, 1978), формационные ряды (Горжевский, Яковлев, 1979), рудноформационные комплексы (И. В. Мушкин, И. М. Голованов: в кн. «Основные черты металлогении...», 1979) по принципу их родственных связей между собой, а также с магматическими и геологическими формациями или их группами. С другой стороны рудные формации подразделяются на более дробные единицы по

Систематика стратиформных свинцово - цинковых

Рудноформационная группа	Рудоносный геологический комплекс	Рудная формация
Карбонат-барит-свинцово-цинковых формаций	Известняковый келловей-оксфорда (верхнеюрский)	Барит-галенитовая
		Кальцит-сфалерит-пиритовая
Колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций	Терригенно-карбонатно-вулканогенный визе-серпуховский (нижнекарбонный)	Колчеданно-полиметаллическая
Карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций	Терригенно-карбонатный живет-фамен-турнейский (средний девон-нижнекарбонный)	Карбонат-барит-галенит-сфалеритовая
		Пирит-галенит-сфалеритовая
		Барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовая
Медно-цинково-колчеданных формаций	Апотерригенно-карбонатно-вулканогенный метаморфический комплекс кембрий-среднеордовикский	Барит-флюорит-галенит-сфалеритовая
		Халькопирит-сфалерит-колчеданная

минералогическим и геологическим особенностям. Эти группировки отражают различные масштабы рудно-магматических или в более широком смысле — рудно-геологических процессов. Так, при средне- и мелкомасштабных металлогенических построениях геологи Узбекистана широко используют представления о семействах родственных рудных формаций («Эндогенные рудные формации Узбекистана», 1966, 1968), по объему соответствующих (генетически и парагенетически связанных) магматической формации, по И. Х. Хамрабаеву, которая формируется в определенной фазу (семейства близкого родства) или на определенном тектоно-магматическом этапе (семейства более далекого родства).

Д. В. Рундквист (1978) наметил соподчиненность некоторых выделяемых при металлогенических исследованиях единиц: минеральный парагенезис — рудная формация — ассоциация рудных формаций — комплекс рудных формаций. Он подчеркнул важность каждого из выделенных образований для металлогенического анализа, а также преимущественную роль рудных формаций при крупно- и среднемасштабных исследованиях.

Таблица 2

месторождений центральной части Средней Азии

Рудноформационный тип	Рудоносная формация
Барит-свинцовый (майданшахский)	Известняковая рифовая и псевдоконгломератовая (I ₃)
Барит-свинцово-цинковый (тазачарвинский)	Терригенно-карбонатная (C ₁ v ₂)
Свинцово-цинково-колчеданный (карасанский)	
Медно-свинцово-цинково-колчеданный (хандизинский)	Липарит-кремнисто-туфовая (C ₁ v ₃ —C ₁ sgp)
Свинцово-цинковый (миргалимсайский)	
Свинцово-цинково-колчеданный с мышьяком (ачисайский)	Терригенно-карбонатная (D ₃ fm ₁₋₂)
	Свинцово-цинково-колчеданный с флюоритом (кульчулакский)
Барит-свинцово-цинковый (учкулачский)	Терригенно-вулканогенно-карбонатная (D ₂ gv ₁)
Барит-медно-свинцово-цинково-колчеданный (учкулачский)	Известняково-доломитовая (D ₂ gv ₁)
Барит-флюорит-свинцово-цинковый (цисталитауский)	Известняково-доломитовая (D ₂ gv ₁)
Медно-цинково-колчеданный (кульдаринский)	Базальт-липарит-кремнисто-карбонатная (E—O ₂)

В последнее время также развивается представление о рудоносных геологических (Рундквист, 1978) и металлогенических (Каюпов и др., 1978) формациях.

Использование того или иного принципа группировок рудных месторождений, как известно, связано с конкретными задачами металлогенического анализа. Особенностью стратиформных месторождений является тесная связь с осадочными, вулканогенно-осадочными, осадочно-вулканогенными и метаморфическими толщами пород, сформированными на определенном тектоно-магматическом этапе, непосредственно заключающими в себе в качестве характер-

ной составной части промышленные руды. Поэтому при систематике этой весьма важной в промышленном отношении группы месторождений необходимо выяснить связи оруденения не только с магматическими, но и с другими геологическими формациями.

Некоторые исследователи, желая подчеркнуть важную роль вмещающих пород в формировании месторождений, и в частности, свинцово-цинковых, вводят их в название рудных формаций (Шмулевич и др., 1974). Вместе с тем, как известно, выделение рудных формаций основывается на выявлении комплекса взаимосвязей между устойчивыми минеральными ассоциациями и многообразием геологических условий образования, которые включают, помимо вмещающих пород, характер связи с магматическими формациями, метасоматическими процессами, тектоникой и др. Каждый из геологических факторов в определенных условиях может доминировать. Введение этих факторов в название рудной формации привело бы к неоправданному увеличению их количества. Поэтому, на наш взгляд, целесообразнее сохранить общепринятый принцип выделения формаций по главнейшим металлам и минералам, и все особенности показать в качестве разновидностей (минеральные, по типам вмещающих пород, характеру околорудных изменений и т. п.).

Удачным примером объединения рудных формаций в формационные ряды с учетом вмещающих пород служит приводимая Д. И. Горжевским и Г. Ф. Яковлевым систематика колчеданных месторождений в книге «Колчеданные месторождения мира» (1979). При рассмотрении особенностей рудных формаций стратиформных месторождений заслуживают также внимания выделяемые коллективом ВСЕГЕИ формационные типы месторождений, являющиеся разновидностью рудной формации, которые отражают тип рудной минерализации и его связь с геологической формацией («Критерии прогнозной оценки...», 1978).

В качестве более крупной единицы при металлогеническом анализе стратиформных месторождений может быть использована совокупность родственных рудных формаций, которая связана с несколькими геологическими формациями, часто объединяемыми в геологические комплексы («Региональная металлогения...», 1979), сформированные на определенном тектоно-магматическом этапе. По масштабам они приближаются к семействам дальнего родства («Эндегенные рудные формации Узбекистана», т. I, 1966). Однако, подчеркивая связь такой совокупности рудных формаций с геологическими комплексами, мы считаем целесообразным выделить ее в самостоятельную таксономическую единицу — группу родственных рудных формаций или рудноформационную группу.

Для центральной части Средней Азии можно наметить следующие основные рудноформационные группы стратиформных свинцово-цинковых месторождений (табл. 2):

- 1) группа карбонат-барит-свинцово-цинковых формаций, ассоциирующих с существенно известковым комплексом J_3 ;
- 2) группа колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых.

формаций, ассоциирующих с терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом $C_{1v}-C_{1sr}$;

3) группа карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций, ассоциирующих с терригенно-карбонатным комплексом D_2-C_1 ;

4) группа медно-цинково-колчеданных формаций, ассоциирующих с метаморфическим комплексом $\epsilon-O_2$.

Проявления первой группы представлены незначительными по масштабам свинцово-цинковыми месторождениями и рудопоявлениями в известняках юры. Ни одно из них в настоящее время не представляет практической ценности, за исключением месторождения Майданшах на западном склоне хр. Кугитангтау, отработка которого прекращена. Эти проявления детально изучали В. М. Бирюков, Б. П. Жданов, А. Кулиев, С. Т. Бадалов, И. М. Голованов, Б. Ф. Василевский, М. Беркелиев, К. К. Карабаев и другие, в настоящей работе они не рассматриваются.

Месторождения второй и третьей рудноформационных групп наиболее перспективны, так как они относятся к геолого-промышленным типам, которые заключают около 50% мировых запасов палеозойского свинца и цинка (Перваго, 1975). Интересны они и в генетическом отношении.

Месторождения четвертой рудноформационной группы представлены небольшими объектами (Кульдара) на южном склоне Гиссарского хребта. Перспективы их еще не выяснены, однако особенности их геологической позиции — локализация в нижнепалеозойском метаморфическом комплексе, широко проявленном в северном обрамлении Каракумо-Таджикского краевого массива, и своеобразии генезиса свидетельствуют о возможных перспективах Средней Азии на каледонские стратиформные свинцово- и медно-цинковые месторождения колчеданного типа.

Глава II.

ГРУППА КАРБОНАТ-БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И КОЛЧЕДАННО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Группа карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций объединяет широко распространенные в Среднем Тянь-Шане стратиформные свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к карбонатной толще девон-карбонного возраста с повышенным фоном свинца, цинка, бария, серы, марганца и органического углерода, сформированной в ранний этап герцинского тектоно-магматического цикла.

Рудоносные карбонатные формации принадлежат к трансгрессивной серии осадков со скользящей нижней возрастной границей от эйфеля—живета (Учкулач, Сумсар), франского яруса (Калканата) до фамена (Кульчулак и месторождения хр. Каратау) и нижнего карбона (Канджайляу) (Абрамович, 1957—1973; Асаналиев, 1969; Попов, 1970 и др.). Оруденение вмещают доломиты, доломитовые и доломитистые известняки застойных фаций морского мелководья с сероводородным заражением в илах, по Е. Л. Абрамович и А. М. Лурье (лагунные фации), или волноприбойных фаций, по М. А. Ахмеджанову (1960). Часть оруденения формировалась в осолоненных водоемах, где осадконакопление завершилось образованием гипсо-ангидритовых толщ (Шмулевич и др., 1974). Менее распространено свинцово-цинковое оруденение в известняках (Сумсар, Канджайляу, уч. Дальний месторождения Учкулач). Для рудовмещающих карбонатных пород отмечается наличие терригенного и в ряде случаев осадочно-вулканогенного материала. Вмещают оруденение нередко и терригенные секции разреза (Учкулач и др.). Большая роль в рудолокализации в последнее время отводится седиментационным брекчиям доломитов.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения, ассоциирующие с карбонатными толщами, размещаются в определенных типах геотектонических структур. В. И. Смирнов (1971) указывает на принадлежность их к поздней стадии геосинклинальных циклов геологического развития, областям завершенной складчатости и верхним ярусам платформ.

К платформенным структурам типа краевых прогибов и авлака-

генов приурочены, как известно, свинцово-цинковые месторождения Три-Стейт в США, Верхней Силезии в ПНР и других районах.

А. Д. Щеглов (1971) связывает формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений с процессами тектоно-магматической активизации, проявившейся в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры, в районах с четко выраженным верхним ярусом платформ, представленным, как правило, толщами карбонатных пород. Д. И. Горжевский и Е. И. Филатов (1971), рассматривая связи свинцово-цинковых месторождений с процессами регенерации, указывают на размещение стратиформных месторождений в слабо регенерированных срединных массивах. В последнее время некоторые исследователи подчеркивают также сходство районов распространения стратиформных месторождений свинца и цинка со структурами окраинно-континентального (атлантического) типа, с которыми связано 40% (без СССР) мировых запасов свинца (Laznicka, 1976).

Глубокий анализ геотектонических позиций стратиформных свинцово-цинковых месторождений дан в работе В. В. Архангельской и Ф. И. Вольфсона (1977), в которой указывается на приуроченность их к платформам, складчатым областям, срединным массивам и прогибам различного рода.

Связь стратиформных месторождений Срединного Тянь-Шаня как с платформенными (эпигерцинскими), так и с орогенными (среднепалеозойскими) областями подчеркивали У. Асаналиев, В. М. Попов, Г. Н. Давыдов (1971), причем наиболее богатое оруденение в Тянь-Шане, по их мнению, локализуется в орогенных областях независимо от их возраста. У. Асаналиев (1971) отмечает, что по своей геотектонической природе различается свинцово-цинковое оруденение, приуроченное к подвижным участкам платформы, краевым прогибам и миогеосинклиналям. В. М. Попов (1976) указывает, что районы месторождений данной группы приурочены к древним структурам, поднятиям, представляющим собой в период формирования рудоносных карбонатных пород прибрежные зоны эпиконтинентальных морей.

Анализ геотектонических условий размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Срединного Тянь-Шаня показывает, что в период формирования месторождений, в раннегерцинское время, эти районы представляли собой наложенные и унаследованные прогибы миогеосинклинального типа на уже консолидированном фундаменте срединного массива (Срединно-Тянь-шаньского) при отчетливо выраженной тектонической активности в период деструкции жестких структур. Эти прогибы образуют металлогенические зоны значительной протяженности (десятки и сотни километров) — Каратау-Нарынскую ($D_3 - C_1$) с месторождениями Миргалымсай, Ачисай, Сарыкан, Канджайляу, Левобережное и др.; Учкулач-Гузанскую ($D_2 - D_3$) с месторождениями Учкулач, Пистали, Кан; Кураминскую ($D_2 - D_3$) с месторождениями Калканата, Кульчулак, Сумсар и др.

Важной особенностью тектонической позиции месторождений наложенных прогибов является то, что они находятся в тех участках, где наложенный миогеосинклинальный комплекс пространственно совмещен с площадями распространения вулканогенной раннедевонской андезит-дацит-липаритовой формации, отличающейся повышенной щелочностью при $K > Na$ (Учкулач, Кульчулак, Сумсар), или находится в удалении от нее (м-ния хр. Каратау).

Приуроченное к определенным литолого-стратиграфическим уровням, свинцово-цинковое оруденение проявлено в виде рассеянной вкрапленности сульфидов, пластообразных и линзообразных сплошных руд, минерализованных брекчий, зон прожилкового оруденения; имеются также секущие тела сульфидно-баритовых руд. Отношение свинца к цинку в рудах всегда больше или близко к единице. Исключения составляют рудопроявления Канджайляу, Сарыкан и Айрык, в рудах которых ведущее место занимает цинк. Нередко большое значение приобретает пирит (уч. Центральный месторождения Учкулач, месторождение Ачисай и др.).

Руды отличаются довольно простым минеральным составом. Нерудные минералы представлены баритом, доломитом, кальцитом, реже встречается флюорит, ангидрит. Основные рудообразующие минералы галенит и сфалерит, иногда пирит (марказит) и халькопирит. Характерные элементы-примеси серебро, кадмий, таллий.

Оруденение сопровождается перекристаллизацией доломитов, кальцитизацией известняков и другими катагенетическими преобразованиями. Характерно наличие горизонтов седиментационно-диагенетической гематит-гетитовой минерализации и омарганцевания, которые нередко сопровождают зоны с промышленным свинцово-цинковым оруденением. Существенно влияет на характер рудоносности металлогенический профиль соседних структурно-металлогенических зон; так, в составе полиметаллических руд Южно-Ферганской (Гузанской) подзоны появляются сурьма и ртуть (Архангельская, Вольфсон, 1977).

Рассматриваемая группа формаций объединяет следующие родственные рудные формации: карбонат-барит-галенит-сфалеритовую, представителями которой являются месторождение Миргалмсай в горах Каратау, в Узбекистане месторождения Калканата, Сарыкан, Канджайляу; пирит-галенит-сфалеритовую, в составе руд которой большую роль играет колчеданная составляющая (пирит, марказит, арсенопирит), к ней относятся месторождения Ачисай в горах Каратау и Кульчулак в Алмалыкском рудном районе; барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовую, отличающуюся широким развитием колчеданных руд при преобладающей роли барит-свинцово-цинковых (Учкулач).

Среди перечисленных рудных формаций наиболее изученная и перспективная на территории Узбекистана барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовая, представленная месторождением Учкулач.

БАРИТ-ПИРИТ (МАРКАЗИТ)-ГАЛЕНИТ-СФАЛЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Учкулачское рудное поле

Учкулачский рудный район находится в северных предгорьях Северо-Нуратинского хребта, пространственно охватывая горные гряды Ханбандытау и Писталитау. Он входит в Учкулач-Гузанскую металлогеническую зону («Региональная металлогения...», 1979), которая в западной части совпадает с Кызылкумским полиметаллическим поясом, выделенным И. Х. Хамрабаевым (1958).

В тектоническом отношении Учкулачский рудный район находится в южной краевой части Срединно-Тяньшаньского срединного массива. Особенности геологического строения района — наличие в основании разреза вулканогенных образований (D_1 — D_2e ?) и широкое развитие прибрежно-мелководных полифациальных карбонатных толщ (D_2 — D_3) с резким колебанием мощностей от 400 до 2500 м (Абрамович, Плещенко, 1973). Карбонатные отложения залегают на вулканогенных образованиях без видимых признаков размыва и содержат в основании разреза прослойки эффузивных, пирокластических, осадочно-пирокластических пород (Панин, 1974). В нижнем карбоне осадконакопление сменяется магматической деятельностью, проявившейся в образовании спилит-диабазовых и андезит-диабазовых комплексов вдоль субширотных глубинных разломов, расчленяющих срединный массив с юга на узкие линейные тектонические полосы (блоки), а также небольших тел базитов и гипербазитов (Хамрабаев, 1958). В среднем карбоне магматизм основного состава сменяется гранитоидным, в результате чего в смежных регионах срединного массива образовались небольшие тела гранодiorит-адамеллитового комплекса. Завершается развитие района накоплением в верхах среднего и в верхнем карбоне терригенно-шлирового комплекса, а затем, после значительного перерыва, в верхнем карбоне и перми пестроцветно-молассового комплекса.

На площади рудного района выделяются три основные структуры: Ханбандытауская и Писталитауская антиклинали и Узункудук-Караманская синклиналь, разделенные между собой субширотными продольными разломами — Северо-Учкулачским и Южно-Писталитауским.

Все известные здесь свинцово-цинковые проявления находятся в пределах антиклинальных структур, образуя две рудные зоны. Одна из них совпадает с Ханбандытауской антиклиналью, охватывающей горы Ханбандытау и их северное подножье. В ее пределах размещается Учкулачское рудное поле, включающее собственно Учкулачское месторождение (участок Дальний) на западном фланге, участок Центральный на восточном фланге с барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовым оруденением, участки Западный, Промежуточный, Южный, Бандский, Новый. Другая рудная зона, Эскимазарская, проходит по передовой гряде гор Писта-

литу и включает рудопоявления Пистали, Эскимазар и др., которые отличаются широким развитием флюоритовой минерализации в барит-галенит-сфалеритовых рудах и карбонатных породах.

Проявление свинцово-цинковой минерализации в Учкулачском рудном поле известно с 1930 г. Оно разведывалось в 1951—1964 гг. (Н. А. Лосев, В. М. Железнов, П. Т. Петросов, П. И. Собакин, Г. В. Касавченко, М. Д. Троянов). Разведка сопровождалась геологической съемкой (П. Н. Подкопаев, А. А. Суздальский, К. А. Набиев, И. Г. Ташпулатов, С. Л. Латфуллаев и др.), палеонтологическими (О. И. Сергунькова, О. Н. Халецкая, Н. Ишназаров), минералогическими (В. А. Морина, Г. П. Чеботарева, Г. М. Чеботарев, М. И. Монсева), геофизическими и металлометрическими (И. П. Корнеев, Н. Б. Вольфсон, Ю. Н. Мордвинцев и др.) исследованиями. Структурные условия локализации промышленных рудных тел на Центральном участке изучали Т. М. Марилов, Ю. А. Аверин, В. А. Королев и др.

В 1957 г. И. Х. Хамрабаев проводил в районе структурно-металлогенические работы. В результате как наиболее перспективной была рекомендована тектонически ослабленная зона северного склона г. Ханбандытау.

С 1971 г. вновь изучаются участки Дальний и Центральный (Т. Э. Видусов, Ю. А. Чернявский, П. Т. Адылов, А. В. Гладких, И. В. Плещенко, В. М. Панин, Л. В. Коткина, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, С. А. Румянцева, Е. А. Румянцев, М. Л. Дынкин и др.) и производится их переоценка с позиций стратиформности свинцово-цинкового оруденения. В результате этих работ значительно расширены их перспективы.

С 1978 г. объединенными усилиями геологов Зарафшанской ГППЭ объединения «Самаркандгеология», ТашГУ, ИГиГ АН УзССР, ЦНИГРИ, САИГИМСа, ИМРРЭ и др. начаты комплексные геологические исследования в Учкулачском рудном районе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Учкулачское рудное поле приурочено к Ханбандытауской антиклинальной структуре (шириной 400 м и протяженностью 10 км) и ограничивается с юга Южно-Учкулачским разломом и цепью рифовых и биогермных построек, с севера — Северо-Учкулачским разломом. На востоке и западе рудное поле ограничено меридиональными разломами, отчетливо дешифрируемыми по космическим снимкам.

В геологическом строении Учкулачского рудного поля принимают участие вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения девон-карбонного возраста. Стратиграфическая колонка, составленная в начальный период исследований П. Н. Подкопаевым (1956—1959 гг.), в основу которой положено деление на свиты, до настоящего времени существенно не изменилась; типы пород и взаимоотношения между ними уже тогда были установлены до-

вильно четко. В дальнейшем ее дополнили выделением пачек (Набиев, 1961) или ритмосвит и ритмопачек (Абрамович, Плещенко, 1973; Панин, 1974).

Однако ритмическое строение отложений живета и франа не всегда выдерживается в силу их фациальной изменчивости. Еще ранее П. Н. Подкопаев указал на фациальные изменения в составе ниже- и верхнеучкулачской подсвит. Эти изменения особенно отчетливо проявлены в уменьшении доли доломитов в карбонатной составляющей разреза этих подсвит в западном направлении. Позднее исследования Э. С. Румянцевой показали, что некоторые свиты (ментская и устькуруксайская, ханбандытауская и писталитауская, верхнеучкулачская и кошкуринская и др.) являются в ряде случаев фациальными аналогами. Кроме того, выявление рифовой природы части известняков позволило ей наметить два типа разреза живетских и франских отложений; рифовый — существенно известняковый и межрифовый (околорифовый), характеризующийся пестротой состава, чередованием доломита с терригенно-пирокластическими образованиями и ритмичностью осадконакопления.

Существенным дополнением к представлениям о строении геологического разреза является выделение В. М. Паниным (1974) в составе живетских отложений эффузивных и пирокластических разновидностей вулканогенных пород.

В целом отложения девона могут быть объединены в три основных комплекса пород, отражающих самостоятельные и резко отличные этапы геологического развития района: вулканогенный, вулканогенно-терригенно-карбонатный и существенно карбонатный (Т. Э. Видусов, П. В. Панкратьев).

Каждый из этих комплексов включает одну или несколько свит, которым соответствуют выделяемые нами определенные по составу толщи. Схема сопоставления комплексов и толщ со стратиграфической схемой девонских отложений П. Н. Подкопаева и др. (1960 г.), принимаемой в настоящей работе, выглядит следующим образом.

Существенно-карбонатный комплекс (D₂gv—D₃fr)

Устькуруксайская свита D ₃ fr ₁ uk	терригенно-известняковая толща
Ментская свита D ₃ fr ₁ mn	известняковая и органогенно-обломочно-известняковая толща
Писталитауская свита D ₂ gv ₂ ps	известняковая толща
Ханбандытауская свита D ₂ gv ₂ hn	

Вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс (D₂gv₁)

Верхнеучкулачская подсвита D ₂ gv ₁ uc ₂	доломито-известняковая толща*
Нижнеучкулачская подсвита D ₂ gv ₁ uc ₁	существенно доломитовая толща
	вулканогенно-терригенно-карбонатная толща

Вулканогенный комплекс (D₁—D₂ e (?) bn)

Бандская свита D ₁ —D ₂ e (?) bn	вулканогенная толща
--	---------------------

* В. М. Панин эту толщу выделяет в кошкуринскую ритмосвиту.

Вулканогенный комплекс (бандская свита $D_1-D_2-e(?)bn$) слагает основание геологического разреза. На поверхности он не обнажается и вскрывается скважинами под четвертичными отложениями или отложениями среднего девона в приосевой части Ханбандытауской антиклинали. Наибольшая мощность этих отложений (до 530 м) вскрыта в куполовидных поднятиях. Они представлены лавами, туфами, игнимбритами, а также субвулканическими телами липаритовых, трахилипаритовых порфиров и реже андезит-дацитовых порфиритов. Преобладают вулканиды кислого состава, а среди них преимущественно пирокластические фации. Петрохимическая особенность этих пород — их повышенная щелочность при $K > Na$ (в 3—8 раз).

Вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс (D_2gv_1) включает отложения ниже- и верхнеучкулачской подсвет, которые объединяют три толщи (снизу вверх): вулканогенно-терригенно-карбонатную, существенно доломитовую и доломито-известняковую. Самая нижняя состоит из переслаивающихся между собой вулканомиктовых гравелитов, песчаников, алевролитов, а также мергелей, известняков, доломитов, нередко содержащих примесь пирокластического материала и прослой туфов, туффитов. Эта толща характеризует начало общей трансгрессии моря, образование мелких лагун и заливов и субмаринный характер проявления вулканизма, вспышки которого чередовались с периодами относительного покоя.

В пределах этой части разреза И. В. Плещенко, В. М. Панин, А. В. Русаков выделяют шесть ритмопачек (снизу вверх): 1) пирокластическую (туфогравелиты, туфопесчаники), 2) осадочно-пирокластическую (переслаивающиеся туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, алевролитовые доломиты и т. п.), 3) пирокласто-осадочную (доломиты, туфодоломиты, преобладают карбонатные породы), 4) карбонатно-терригенную (переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты с доломитами, богатыми органическими остатками — амфипоры, строматолиты и др. — «червивый» горизонт), 5) карбонатно-пирокластическую (чередующиеся туфогравелиты, туфобрекчии с доломитами), 6) осадочно-пирокластическую (нижняя часть грубообломочная — туфогравелиты, туфобрекчии; верхняя — туфодоломиты с неравномерным распределением обломков кремнистых пород и лав). Для всех ритмопачек отмечается общая тенденция повышения известковистости доломитов и цемента осадочно-пирокластических пород в разрезе в направлении с севера на юг.

К нижеучкулачской подсвете П. Н. Подкопаев и др. (1960 г.) относят терригенные отложения так называемой «малиновой» пачки, сложенной конгломератами, гравелитами, песчаниками и, по данным В. М. Панина, осадочно-пирокластическими разностями пород.

Существенно доломитовая толща (верхнеучкулачская подсвета) представлена хомогенными доломитовыми разностями пород,

что особенно характерно для Центрального участка. В ней находятся горизонты гетит- и гематитсодержащих пород. В верхней части толщи широко развиты горизонты и протяженные линзы седиментационных брекчий доломитов. В нижней части в доломитах содержится неравномерная терригенная примесь. Наблюдается фациальный переход доломитов в известняки.

На западном фланге (участок Дальний) рудного поля отмечается ритмичность в строении этой части разреза (верхнеучкулачской подсвиты, по П. Н. Подкопаеву). В. М. Панин подразделяет ее на пять ритмопачек, из которых три (первая, третья, пятая) сложены доломитовыми разностями пород и две (вторая, четвертая) преимущественно известняковыми, переслаивающимися с туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфодоломитами, пирокластическими и эффузивными породами.

Вулканогенно-терригенно-карбонатная и существенно доломитовая толщи являются на месторождении главными рудовмещающими. В пределах первой оруденение приурочено к породам различного состава, что обуславливает его многослойность и неоднородное строение. В существенно доломитовой толще руды локализуются в участках неоднородного строения (присутствие седиментационных брекчий, прослоев терригенных, пирокластических пород и др.). Признаки минерализации имеются практически во всех породах.

Верхняя часть комплекса представлена переходной доломито-известняковой толщей (верхнеучкулачская подсвита) и характеризуется сложным строением. Она сложена тонкослоистыми серыми и темно-серыми, часто органогенными известняками с прослоями доломита в основании разреза; строматолитовыми известняками с мелкими органогенными постройками; чередующимися криноидными известняками и брекчиевидными карбонатными породами.

Практически все породы вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса в той или иной степени содержат вкрапленность и прожилки диагенетических сульфидов, концентрация которых резко увеличивается в рудоносных горизонтах (уровнях).

Существенно карбонатный комплекс (D₂gv—D₃г) представлен тремя толщами. Известняковая толща сложена массивными, массивно-слоистыми и слоистыми светло-серыми известняками с многочисленными крупными раковинами стрингоцефалов и мегалодантид (ханбандытауская свита) и темно-серыми, почти черными слоистыми преимущественно амфиборо-строматопоровыми известняками (писталитауская свита), развитыми в основном в западной части гор Ханбандытау.

Известняковая и органогенно-обломочно-известняковая толща (ментская свита) сложена биогермами, рифовыми постройками, продукты разрушения которых представлены волноприбойными обломочными и органогенно-обломочными известняками, слагающими, по данным З. С. Румянцевой, рифовую осыпь или предпри-

фовый шлейф; известняковыми брекчиями, в том числе глыбовыми брекчиями обрушения берегов, с которыми связано проявление существенно колчеданного оруденения на участке Дальнем; отмечается присутствие кремнистых образований.

Терригенно-известняковая толща (устькуруксайская свита) сформирована в условиях иловой застойной фациальной зоны. Она представлена тонко переслаивающимися известняками, алевролитами, аргиллитами, песчаниками, гравелитами, содержащими линзы кремней, тонкослоистых колчеданов.

Отложения девона перекрываются породами карбона (предгорноуратинская, узункудукская, южнописталитауская, фаришская свиты).

Ханбандытауская горстантиклиналь, в пределах которой находится Учкулачское рудное поле, простирается в северо-западном направлении и имеет асимметричное строения — крутые ($30-40^\circ$) северо-западные и пологие ($10-15^\circ$) юго-восточные склоны. В ядре ее находятся породы вулканогенного комплекса, на крыльях — последовательно сменяющиеся отложения вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса.

Строение Ханбандытауской антиклинали осложнено продольными и поперечными складками и разрывами разных порядков.

Продольными субширотными нарушениями, Северо-Учкулачским на севере, Южно-Учкулачским на юге, она разделена на три блока — центральный приподнятый, северный и южный, опущенные соответственно на 1000 и 200—250 м. Системой диагональных (поперечных) нарушений с амплитудами перемещений до 30—50 м они разбиты на серию более мелких блоков. Широко развиты брахиантиклинали, наследующие формы сильно эродированных положительных палеовулканогенных структур, а также тектонически приподнятых блоков. Наиболее представительны из них Дальняя и Восточная брахиантиклинали, к которым приурочены участки Дальний и Центральный.

Крылья этих антиклиналей осложнены более мелкими складками. К одной из таких флексур приурочено основное рудное тело участка Дальнего.

Разрывные нарушения в основном имеют послерудный характер, хотя некоторые из них заложены еще в нижнем девоне, в момент, когда они контролировали центры вулканической активности. Наиболее крупные из них, упомянутые выше, Северо-Учкулачский сброс, по которому отложения карбона контактируют с породами среднего и верхнего девона, ограничивающий Учкулачское рудное поле с севера, и Южно-Учкулачский надвиг, проходящий по южному крылу Ханбандытауской антиклинали. Помимо крупных разрывных нарушений на крыльях антиклиналей, в местах усложнений (в седловидных и куполовидных частях) широко развиты соскладчатые срывы, согласные и секущие к напластованию пород, межпластовые отслоения с образованием в них тектонических брекчий, кососекущие и диагональные нарушения, вдоль

которых руды брекчированы, перекристаллизованы и переотложены. Вдоль секущих нарушений отмечаются струи сульфидов эпигенетического облика. С диагональными нарушениями часто связана своеобразная индикаторная минерализация — барит-халькопиритовые, барит-галенитовые жилы, зональные прожилки кальцит-доломит-баритового состава с каемками сульфидов.

Свинцово-цинковое оруденение в пределах рудного поля многоярусное, приурочено к различным стратиграфическим горизонтам от нижнедевонских кислых эффузивов до известняков франского яруса верхнего девона. Основные промышленные рудные тела сосредоточены в отложениях нижеживетского подъяруса.

Характерные черты рудовмещающих разрезов — развитие прибрежно-мелководных, прибрежно-лагунных, застойно-иловых фаций; значительная роль «битумной» и «глинистой» составляющих карбонатных осадков; гетерогенность фаций, выраженная в разнообразии состава горизонтов пород и их мощностей; ритмичность фаций, заключающаяся в повторяемости условий осадконакопления (вулканогенно-терригенные породы — доломиты-известняки).

Мы выделяем несколько литолого-стратиграфических уровней рудоотложения, каждый из которых характеризуется рудами определенного состава: нижняя часть разреза вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижеучкулачской подсвиты (1, 2, 3 ритмопачки) с существенно баритовыми рудами, верхняя часть этой толщи (5, 6 ритмопачки) и основание существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты с барит-галенит-сфалеритовыми рудами, верхняя часть разреза существенно доломитовой толщи с существенно колчеданными рудами, основание доломито-известняковой толщи верхнеучкулачской подсвиты с существенно сфалеритовыми рудами, органогенно-обломочно-известняковая толща (ментская свита) с колчеданно-сфалерит-галенитовыми рудами, терригенно-известняковая толща (устькуруксайская свита) с тонкослоистыми колчеданными и сфалеритовыми рудами.

В пределах уровней рудоотложения с фациальной изменчивостью пород отмечается изменение характера оруденения. Так, в рифогенных известняках руды массивные и брекчиевидные существенно колчеданные с галенитом и сфалеритом, а в фациально замещающей их терригенно-карбонатной толще — тонкослоистые сфалерит-пиритовые.

Работами последних лет Зарафшанский ГППЭ в вулканогенном комплексе (участок Бандский) выявлены эпигенетические руды. Они приурочены к крутопадающим субширотным тектоническим нарушениям, вдоль которых породы интенсивно трещиноваты и гидротермально изменены — окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, гидрослюдизированы, пиритизированы. Руды представлены прожилково-вкрапленным типом. Для них характерна пирит-сфалеритовая, пирит-сфалерит-галенитовая, кварц-галенитовая и карбонат-сфалеритовая ассоциации. Прожилки обычно маломощные — до 1 см; нередко зональные прожилки доломита

с тонкими каемками (до 2 мм) сфалерита и пирита. Из жильных присутствуют также барит, реже флюорит. В зонах брекчирования отмечаются руды брекчиевой текстуры.

По масштабам рудные тела в вулканогенном комплексе сравнительно небольшие и находятся в корневой части рудных залежей, заключенных в вулканогенно-терригенно-карбонатном комплексе.

В разрезе верхнеучкулачской подсветы отмечаются горизонты карбонатных пород, равномерно пропитанных окислами и гидроокислами железа, с характерной вишнево-бурой, розоватой окраской. Они отличаются несколько повышенными (до 1,5%) содержаниями марганца. Рудная минерализация в них бедная, представлена вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита. Галенит и сфалерит практически отсутствуют.

Чередование в разрезе стратифицированных барит-сульфидных залежей с горизонтами железо-марганецсодержащих пород обусловлено сменой окислительно-восстановительных условий в период седиментации.

Рудовмещающие породы подвергались низкотемпературным преобразованиям на стадии катагенеза, характеризующейся невысокими температурами и давлением (Карпунин, 1974). В результате совместных исследований наших и С. Н. Завалишина установлено широкое развитие процессов перекристаллизации доломитов и преобразование глинистых минералов — от каолинит-монтмориллонит-палыгорскитовой ассоциации до гидрослюдистой в рудных зонах. Кроме того, отдельные горизонты вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи подверглись альбитизации. По минеральным парагенезисам эти изменения сходны с процессами аргиллизации.

МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ТИПЫ РУД

Руды Учкулачского рудного поля представлены линзовидными, пластовыми рудными телами или многоярусными залежами существенно колчеданного и барит-свинцово-цинкового состава. Это в основном гидротермально-осадочные (седиментационно-диагенетические) руды, измененные наложенными тектоническими процессами, а также прожилковые, прожилково-гнездовые руды, образованные в результате преобразования (регенерации) гидротермально-осадочных руд или гидротермального отложения при подъеме рудоносных растворов к уровню седиментации. В разрезе они обычно чередуются, нередко прожилковые руды образуют внешние зоны более богатых рудных тел.

Морфология и внутреннее строение рудных залежей неразрывно связаны с особенностями строения стратифицированных толщ пород, составной частью которых они являются. Для разреза в целом характерно фациальное замещение, линзование пород, вследствие чего рудные тела также имеют невыдержанные пластообразные и линзовидные формы.

Участок Дальний

На участке Дальнем выделяются две основные рудные залежи, отличающиеся составом и строением: первая рудная залежь — существенно колчеданная и вторая — барит-свинцово-цинковая (рис. 2).

Кроме того, в верхней части геологического разреза, в участках, где известняки переслаиваются с аргиллитами устькуруксайской свиты, находятся прослой ритмически тонкослоистых колчеданных руд с примесью сфалерита.

Первая рудная залежь охватывает два литолого-стратиграфических уровня — верхнюю часть существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты и нижнюю часть известняковой и органогенно-обломочно-известняковой толщи ментской свиты (табл. 3). Она представляет собой пологозалегающее линзовидное тело, смятое вместе с вмещающими породами в синклиналию складку. Отношение длины ее к мощности составляет 10:1. Рудная залежь состоит из группы пространственно сближенных и ярко расположенных линзовидных рудных тел, приуроченных к различным литологическим разностям пород. Размеры их в верхней части разреза определяются в большей степени параметрами горизонтов, сложенных обломочными известняковыми фациями, составляющими предрифтовый шлейф, в нижней — величиной впадин с застойно-иловыми доломитовыми фациями.

При сравнительно большом колебании в рудах соотношений свинца, цинка и дисульфидов железа (пирит, марказит) последние преобладают.

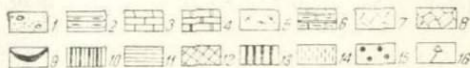
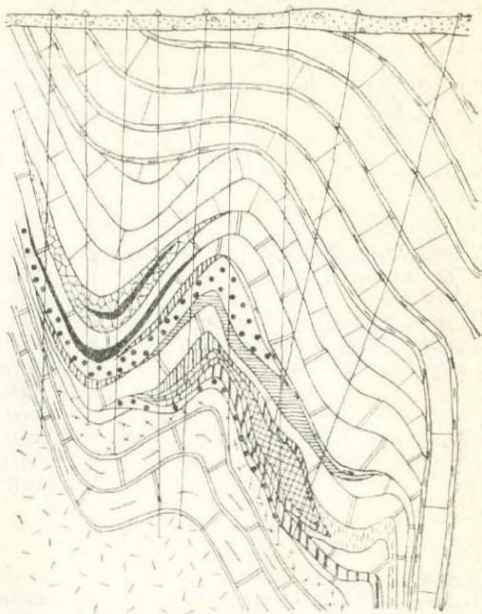


Рис. 2. Схематический геологический разрез участка Дальнего месторождения Учкулач.

1 — четвертичные отложения; 2 — устькуруксайская свита $D_2 fr, uk$, терригенно-известняковая толща; 3 — ментская свита $D_2 fr, ml$ известняковая и органогенно-обломочно-известняковая толща; 4 — верхнеучкулачская подсвита $D_2 dv, uc$, существенно доломитовая толща; нижнеучкулачская подсвита $D_2 qv, uc$, вулканогенно-терригенно-карбонатная толща; 5 — туфы липарит-дацитового состава; 6 — переслаивающиеся туфы, туффиты кислого состава, известняки, доломиты, гравелиты, аргиллиты; 7 — бандская свита $D_1, D_2 l, bn$ (?) туфы, лавы липаритового и липарит-дацитового состава; 8 — прожилково-петельчатые колчеданно-галенит-сфалеритовые руды; 9 — массивные существенно колчеданные руды; 10 — прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые руды; 11 — прожилковые существенно баритовые руды; 12 — брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые руды; 13 — прожилково-гнездовые пирит-сфалеритовые руды; 14 — прожилковые барит-пирит-галенит-сфалеритовые руды; 15 — вишнево-бурые доломиты; 16 — скважины.

Типы руд участка Дальнего месторождения Учкулач

Типы и разновидности руд	Условия локализации
Ритмически тонкослоистые колчеданные	Прослой в участках переслаивающихся известняков с битуминозными аргиллитами, алевролитами устькуруксайской свиты
Первая рудная	
Колчеданно-сфалерит-галенитовые прожилково-петельчатые	Линза, приуроченная к флексурному перегибу среди известняков ментской свиты
Кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые брекчиевидно-пятнистые	Линзы, не выдержанные по простиранию среди известняков с прослоями аргиллитов ментской свиты (вблизи контакта с доломитами верхнеучкулачской подсвиты)
Существенно колчеданные	Линзы среди доломитов верхнеучкулачской подсвиты на контакте с известняками ментской свиты
Вторая рудная	
Барит-галенит-сфалеритовые брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые	Выдержанное линзовидно-пластообразное тело в ядре залежи среди брекчированных доломитов и частично седиментогенных доломитовых брекчий верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)
Массивные и брекчиевые существенно баритовые	Линзовидное тело в купольной части антиклинального перегиба залежи среди доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)
Прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые (с пиритом)	Пластообразные тела, обрамляющие ядерную часть в висячем и лежащем боках залежи среди „пятнистых“ гетит-и гематитсодержащих доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)
Прожилково-гнездовые пирит-сфалеритовые	Пластообразное тело под второй рудной залежью среди доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)
Прожилковые барит-пирит-галенит-сфалеритовые	Линзовидно-пластообразное тело по падению второй рудной залежи среди доломитов верхнеучкулачской подсвиты в зоне Северо-Учкулачского разлома (существенно доломитовая толща)

Главный минерал	Текстурно-структурные особенности	Элементы-примеси
Пирит тонкоглобулярный, примесь сфалерита реже галенита	Ритмически тонкослоистая текстура; тонкоглобулярные, тонкозернистые пирит, сфалерит	Таллий
з а л е ж ь		
Сфалерит, галенит, пирит, гидрослюда, карбонаты	Прожилки, петли, тонкая вкрапленность сульфидов	Кадмий, таллий, галлий, германий
Сфалерит, галенит, конкреции халцедона, барит	Пятнистые руды за счет линзовидных агрегатов галенита, конкреций халцедона, гнезд барита; густая тонкая вкрапленность бурого сфалерита	Кадмий, серебро, таллий, галлий, германий, стронций
Пирит, марказит	Сплошные почковидные агрегаты	Кадмий, серебро, таллий, галлий, германий
з а л е ж ь		
Галенит, сфалерит темно- и светлоокрашенный, барит, доломит, кальцит	Кокардовые, брекчиевые, брекчиевидные, брекчиевиднопетельчатые, линзовидно-полосчатые и т. п. текстуры; рудные брекчии с обломками седиментогенной тонкослоистой руды; тонкое прорастание сульфидов	Кадмий, серебро, галлий, германий, стронций
Барит, примесь бурого сфалерита, галенита	Барит крупноластинчатого строения, текстуры цементации (брекчиевые), пятнистые, прожилковые; каемки сфалерита вокруг обломков пород	Стронций, кадмий
Галенит, сфалерит бурый, примесь пирита, барит, доломит, кальцит, тонкораспыленный гематит, гетит	Прожилки, ветвистые прожилки, мелкопетельчатое прорастание минералов пород сульфидами, тонкое прорастание сульфидов между собой	Кадмий, серебро, германий, стронций
Сфалерит, пирит, галенит, барит, доломит, кальцит	Прожилки ветвистые, тонкое прорастание сульфидами минералов пород и сульфидов между собой	Кадмий, таллий, германий, серебро, стронций
Сфалерит темноокрашенный, галенит, пирит, барит, доломит, кальцит	Прожилки выволения, зональные, с зонками брекчирования вдоль них; строение сульфидов колломорфно-фестончатое	Кадмий, серебро, таллий, германий, стронций

В верхней части рудной залежи отмечается маломощная линза брекчиевых галенит-сфалеритовых руд в седиментационной брекчии известняка и известковистого аргиллита. В средней части крупная линза, представляющая основную часть залежи, сложена колчеданно-сфалерит-галенитовыми рудами в крупноглыбовых известняковых брекчиях с относительно маломощными прослоями пиритовых руд.

На границе известняков ментской свиты и доломитов верхнеучкулачской подсвиты находятся линзы пятнистых кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых руд, которые характеризуются широким развитием конкреций халцедона.

Таблица 4

Минералого-геохимическая характеристика различных типов руд участка Дальнего месторождения Учкулач

Типы руд	Отношение Сф:Га:Пи:Хп	Барит, %	Элементы-примеси в рудной составляющей, г/т							
			Ag	Cd	Se	Te	In	Tl	Ga	Ge
Кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые Существенно колчеданные	0,5:1:0,3:0,01	27,0	32,5	270	<1,0	<1,0	<0,2	12,8	3,2	1,1
	12:1:49:0,7	2,17	50,0	220	<1,0	<1,0	<0,2	40,0	1,2	2,6
Брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые	1:1:0,1:0,01	29,0	31,0	200	<1,0	<1,0	<0,2	9,7	2,6	1,1

В нижней части рудной залежи в линзовидных прослоях седиментационной брекчии доломита верхнеучкулачской подсвиты локализуются сплошные существенно колчеданные руды с примесью галенита и сфалерита, аналогичные таковым на участке Центральный.

Колчеданно-сфалерит-галенитовые руды — основная разновидность первой рудной залежи, слагают линзу в средней ее части. Руды приурочены к горизонту крупноглыбовых седиментогенных брекчий серых и розовато-серых известняков (ментская свита). Линзовидные, овальные, относительно крупные (до 10-20 см) обломки этих пород облегают глинисто-карбонатно-сульфидный цемент, что обуславливает прожилково-петельчатое строение руд. Мощность прожилков достигает 10—15 см (рис. 40).

В верхней части линзы руды по составу марказит-пиритовые с примесью галенита и сфалерита; в нижней части преобладают галенит и сфалерит. Количество барита составляет 0,2—2,8% (табл. 4).

Глинисто-карбонатно-сульфидный цемент представлен обломками тонкозернистого доломита и кальцита, редкими зернами кварца, чешуйками гидрослюды, хлорита, глинистыми частицами,

неравномерной вкрапленностью, гнездами, прожилками, сплошными агрегатами сульфидов. Светло-желтый сфалерит образует мельчайшую (0,1—0,01 мм) вкрапленность изометричной и шестигранной формы в срезе аншлифа, участками полностью слагая цемент. С ним тесно ассоциирует пирит тонкозернистого или тонкоглобулярного строения. Марказит-пиритовые агрегаты имеют колломорфно-почковидное строение. На фоне тонкозернистого сфалерита галенит образует относительно крупные гнезда (до 2—3 см) и петельчатые прожилки (мощностью до 1—1,5 см), сложенные ориентированными линзовидными агрегатами размером 0,5—0,7 см, которые являются результатом проявления динамометаморфизма.

Среди прожилково-петельчатых колчеданно-сфалерит-галенитовых руд присутствуют прослои известковистых аргиллитов с седиментогенным пиритом, а также линзы массивного пирита. Их количество и мощность заметно увеличиваются к контакту с доломитами верхнеучкулачской подсвиты.

Брекчиевые галенит-сфалеритовые руды слагают небольшую линзу в верхней части первой залежи. Они представляют собой смешанную седиментогенную брекцию известняка и известковистого аргиллита. В обломках известняка развита мелкая, иногда довольно густая вкрапленность светло-желтого сфалерита, в обломках аргиллита и в цементе — густовкрапленная мелкозернистая галенит-сфалеритовая минерализация.

Кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые руды образуют отдельные линзовидные тела на контакте известняков ментской свиты с доломитами существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты. Они сложены в основном галенитом и сфалеритом. Значительную роль в составе руд играет барит (около 27%), в лежащем боку рудное тело обогащено пиритом. Особенностью руд являются широко развитые кремнистые стяжения — конкреции халцедона размером до 1—2 см зонального и радиально-лучистого строения.

Из элементов-примесей отмечены серебро, таллий, особенно в колчеданных разностях, галлий, германий (табл.4).

Текстура руд брекчиевая из-за присутствия обломков доломита и аргиллита в сочетании с пятнистой, обусловленной развитием гнезд барита, галенита, конкреций халцедона и др.

Сфалерит, слагающий руду, тонко- и мелкозернистый, светло-желтый, равномерно пропитывает цемент породы, образуя густую тонкую вкрапленность. Часто ассоциирует с тонковкрапленным пиритом. Галенит на фоне мелкозернистой пирит-сфалеритовой массы слагает гнезда изометричной, линзовидной формы размером до 5—6 см сплошного «свинчака», короткие прожилки мощностью до 1 см, состоящие из ориентированных развальцованных агрегатов овальной формы размером до 0,5 см, являющихся результатом динамометаморфизма (рис.52). В колчеданных разностях руд пирит вместе с марказитом находится в виде почковидных, колломорфно-фестончатых образований в тесных срастаниях с галенитом

и сфалеритом. Барит образует гнезда крупнопластинчатого строения и обычно находится в сростании с галенитом.

Существенно колчеданные руды развиты в виде отдельных линз в нижней части залежи среди седиментационной брекчии доломита существенно доломитовой толщи. Кроме того, как упоминалось выше, они слагают отдельные линзовидные прослои среди прожилково-петельчатых колчеданно-сфалерит-галенитовых руд в известняках.

Руды сплошные, массивные, на 80% сложены марказитом и пиритом почковидного (почки до 5 см), колломорфно-фестончато-зонального или фрамбоидального, глобулярного строения. Среди пирит-марказитовых образований неравномерно развиты галенит и сфалерит, которые цементируют их, образуют с ними сложные зональные сростания. В отдельных прослоях колчеданные руды имеют тонкослоистое строение. Содержание барита не превышает 3—5%. Из примесей наиболее характерен, по сравнению с другими типами, таллий, присутствуют также кадмий, галлий, германий (табл. 4). Текстуры руд в основном массивная колломорфно-почковидного строения и брекчиевая.

Вторая рудная залежь — барит-галенит-сфалеритовая, вмещающая более 80% запасов участка Дальнего, локализуется в нижней части разреза существенно доломитовой толщи (табл.3). Она представляет собой пластообразное (с отношением длины к мощности около 20:1), флексурно изогнутое довольно крутопадающее (50—60°) на северо-запад тело, сложенное сериями расположенных друг под другом пластообразных и линзообразных более мелких рудных линз различного минерального состава и строения, разделенных безрудными или слабоминерализованными интервалами пород в 10—30 м (рис.2).

Во второй рудной залежи отчетливо выделяется наиболее богатая центральная часть, сложенная брекчиевыми барит-галенит-сфалеритовыми рудами, которая обрамляется сравнительно узкими протяженными зонами менее богатых прожилково-гнездовых руд (Панкратьев и др., 1978). По падению залежи те и другие сменяются прожилковыми, характерного зонального строения, барит-сфалерит-галениотовыми рудами, особенно широко развитыми в зоне Северо-Учкулачского разлома.

Подобные прожилки выполнения зонального строения распространены также в ореолах рудной залежи, особенно над ней.

В купольной части антиклинального перегиба залежи отмечается линза существенно баритовых руд. В лежащем боку залежи находится лентовидное тело прожилково-гнездовых пирит-сфалеритовых руд.

Положение рудной залежи в разрезе отчетливо контролируется развитием висячем и лежащем ее боках выдержанных стратифицированных горизонтов вишнево-бурых доломитов, окраска которых обусловлена тонкорассеянными гематитом и гетитом.

Барит-сфалерит-галенитовые руды брекчиевого строения слагают внутреннюю или ядерную, наиболее богатую часть второй рудной залежи. Они находятся среди обломочных доломитов в зоне интенсивно брекчированных седиментогенных руд.

Руды состоят из галенита, сфалерита и жильных минералов — барита, доломита, кальцита. Содержания барита составляют около 30%, достигая 70% в центральных частях ядра. Пирит для руд не характерен и встречается в виде редкой мелкой вкрапленности гнезд и коротких червеобразных прожилков. Из элементов-примесей отмечены кадмий, серебро, реже германий (табл.4).

По падению барит-сфалерит-галенитовых руд отчетливо наблюдается изменение их текстур. В самых верхних горизонтах обломки породы имеют четко выраженное угловатое строение, отсутствует какая-либо ориентировка в их расположении. Они как бы свободно «плавают» в жильных минералах (крупнопластинчатом, розетковидном барите, реже доломите). Сульфиды располагаются по границам обломков, образуя кокардовую разновидность брекчиевых текстур. Каемки обычно зонального строения — в контакте с обломками располагается пирит, далее сфалерит и галенит.

Ниже по падению брекчия имеет разнообломочный характер. Обломки остроугольные и со сглаженными очертаниями, крупные (7 см) и мелкие (3—5 мм). Отдельные обломки представлены седиментогенной сфалеритовой рудой густовкрапленной (тонкоглобулярной) или сланцеватой текстуры. Контуры обломков нечеткие, расплывчатые из-за неравномерной их перекристаллизации и развития более поздних сульфидов в цементе и по краям обломков с признаками их метасоматического замещения. Галенит представлен перекристаллизованной разностью, образует гнезда (до 2 см) и каемки около обломков. В полостях отслоения между баритовым цементом и обломками галенитовые агрегаты укрупняются. Сфалерит также слагает мономинеральные участки нередко коллоидного строения.

На более глубоких горизонтах по падению преобладают мелкие (до 1 см) обломки пород и чаще встречаются обломки седиментогенной густовкрапленной и тонкослоистой сфалеритовой руды. Здесь сульфиды вместе с баритом интенсивно пропитывают породу, развиваясь как в цементе, так и в самих обломках. Галенит находится в тесном прорастании со сфалеритом, развиваясь в виде ветвисто-петельчатых, субграфических, прожилковых, дендритовидных образований. На их фоне барит выделяется в виде гнезд.

И, наконец, в самой нижней части по падению линзы развиты преимущественно слоистые, фестончато-полосчатые, линзовидно-слоистые и подобные им текстуры руд. Обломки доломита и тонкослоистой сфалеритовой руды здесь ориентированы по слоистости, имеют уплощенную, вытянутую, линзовидную, серповидную форму. Эпигенетические сульфиды развиваются по тонкорассланцованному карбонатно-баритовому цементу, окаймляя обломки и образуя сочетание сланцеватости и петельчатости, подчиняясь общей направ-

ленности разлинзования и рассланцевания пород. Для этих участков характерно также тесное прорастание темно-бурого сфалерита с галенитом. Кроме того, широко развиты каемки и кокардовые образования медово-желтого сфалерита, образованного в результате переотложения седиментогенного. В целом же здесь процессы переотложения и перекристаллизации развиты ограниченно.

Сравнивая характер метаморфизма руд на различных уровнях, легко заметить, что в верхней части, более ослабленной (приоткрытой), преобладают процессы перекристаллизации и почти не сохранились признаки седиментогенности. С глубиной катаклаз сменяется рассланцеванием с ограниченной перекристаллизацией.

Массивные и брекчиевые существенно баритовые руды находятся в куполовидной части рудной залежи и по существу являются разновидностью барит-сфалерит-галенитовых руд. В отличие от них они сложены в основном баритом (до 52%), а галенит и сфалерит образуют лишь небольшую примесь.

Барит цементирует заметно раздвинутые обломки породы. Галенит развивается обычно вдоль границ обломков, проникая в баритовый цемент по трещинкам и интерстициям слагающих его пластинчатых агрегатов, а также образует в барите гнезда.

Прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые руды окаймляют богатое ядро второй рудной залежи. В верхней оторочке галенит преобладает над сфалеритом, в нижней — сфалерит над галенитом. В подчиненном количестве находится пирит, но в нижней оторочке его больше. С приближением к ядерной части количество сульфидов возрастает. Содержание барита составляет 20—30%.

Особенностью руд является почти повсеместная приуроченность их к «пятнистым» доломитам, сложенным чередующимися серыми и вишнево-бурыми гетит-и гематитсодержащими разностями. Вишнево-бурые доломиты либо образуют прослой мощностью до нескольких метров, либо отмечаются среди серых в виде пятнистых образований. Оруденение развивается неравномерно: интенсивно в серых доломитах и практически отсутствует в вишнево-бурых.

Руды представлены гнездами, тонкими ветвистыми прожилками, реже, в участках брекчирования, петельчатыми образованиями (рис. 47). Состоят они из галенита, темно-бурого (эпигенетического) сфалерита, ассоциирующих с баритом. Пирит образует вкрапленность, гнезда, червеобразные скопления, тонкие извилистые прожилки. Характер развития сульфидов обусловлен характером диагенетической и эпигенетической трещиноватости и брекчирования пород.

В вишнево-бурых доломитах отмечаются лишь прожилки и гнезда пирита и халькопирита кристаллически зернистого строения, редко по тончайшим трещинкам — галенит и сфалерит; широко развиты гнезда и прожилки барита, в трещинках присутствует железистый хлорит.

Прожилково-гнездовые пирит-сфалеритовые руды в лежащем боку залежи отличаются от руд в оторочках более широким развитием пирита, значительным преобладанием сфалерита над галенитом и меньшими содержаниями барита.

Брекчиевые (ядро) и прожилково-гнездовые (оторочки) барит-сфалерит-галенитовые руды по падению второй рудной залежи сменяются прожилковыми барит-пирит-галенит-сфалеритовыми рудами. Из сульфидов в них преобладает темно-бурый сфалерит, из жильных — барит, широко развит галенит, в подчиненном количестве находится пирит. Это типичные прожилки выполнения мощностью до нескольких сантиметров, часто с зонками брекчирования (до 10 см) вдоль них.

Прожилки обычно имеют своеобразное зональное строение: в центральной части находятся жильные минералы — барит, доломит, кальцит, в зальбандах — сульфиды. Внешняя зона оторочек представлена, как правило, пиритом, затем следует темно-бурый сфалерит, сменяет их галенит. Соотношение мощностей сульфидов и жильных минералов сильно варьирует — от барит-доломитовых прожилков с тонкими каемками сульфидов до сплошных сульфидных прожилков. Сульфиды имеют колломорфно-фестончатое строение.

Ритмически тонкослоистые колчеданные руды слагают прослои мощностью от нескольких миллиметров до первых метров среди пород устькуруксайской свиты. Они приурочены к участкам переслаивающихся известняков с битуминозными разностями аргиллитов, алевролитов, обогащенных, по данным А. П. Титовой, харовыми водорослями.

Ритмически тонкослоистое строение руд обусловлено чередующимися слоями пирита и аргиллита. Пиритовые слои различаются степенью насыщенности тонкоглобулярным пиритом, гравитационной сортировкой его зерен. Они чередуются также со слоями светло-бурого сфалерита, который прорастает породу в виде тончайшей вкрапленности неправильной интерстициальной или изометричной, редко глобулярной формы. Обычно здесь присутствует и галенит. В слоях он встречается очень редко в виде тончайших включений. Вследствие того, что галенит более других минералов подвержен метаморфическим преобразованиям, он обычно находится в виде прожилков отчетливо переотложенного галенита, по которым нередко смещаются слои пирит-сфалеритовой руды (рис. 32).

Участок Центральный

На участке Центральном, как и на участке Дальнем, имеют место различные по составу руды, среди которых наиболее развиты существенно колчеданные, барит-галенит-сфалеритовые и баритовые (табл. 5,6). Основная масса их находится на южном крыле Ханбандытауской антиклинали (рис. 3).

Типы руд участка Центральный месторождения Учкулач

Типы руд	Условия локализации
<p>Существенно колчеданные массивные и брекчиевидные (сплошные) марказит-пиритовые с галенитом, сфалеритом</p> <p>прожилково-кокардовые марказит-пиритовые</p>	<p style="text-align: center;">Колчеданная рудная</p> <p>Серия кулисообразных линз в голове (антиклинальном перегибе) рудной залежи и лентовидное тело на ее выклинивании (по падению) среди седиментационной брекчии доломита верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p> <p>Линзовидные и лентовидные тела среди серых мелкозернистых доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p>
<p>Барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые массивные и брекчиевидно-пятнистые барит-галенит-сфалерит-пиритовые</p> <p>брекчиевые и ритмически полосчатые существенно баритовые</p>	<p>Протяженное линзовидное тело, невыдержанное по мощности с раздувами, пережимами и разветвлениями в средней части залежи среди седиментационной брекчии доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p> <p>Линза в лежащем боку массивных и брекчиевидно-пятнистых руд среди седиментационной брекчии доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p>
<p>брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые</p> <p>прожилково-гнездово-вкрапленные барит-халькопиритовые</p>	<p>Линза в центральной части залежи (в ее голове) среди доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p> <p>Маломощные линзы в доломитах богатых органикой и в седиментационной брекчии доломитов верхнеучкулачской подсвиты (существенно доломитовая толща)</p>
<p>Галенит-сфалеритовые</p> <p>Доломит-кальцит-сфалерит-галенитовые</p>	<p style="text-align: center;">Группа барит-свинцово-</p> <p>Серия линз среди доломитов с маломощными прослоями туфодоломитов и редкими линзами седиментационной брекчии доломитов верхнеучкулачской подсвиты (нижняя часть существенно доломитовой толщи)</p> <p>Маломощные линзовидные тела на северном крыле антиклинальной складки среди доломитов верхнеучкулачской (су-</p>

Главный минерал	Текстури-структурные особенности	Элементы-примеси
з а л е ж ь		
Пирит, марказит, галенит, сфалерит, примесь халькопирита, борнита, блеклой руды	Брекчиевая, брекчиевидная, брекчиевидно-пятнистая, массивная текстуры; стрсение руд почковидное, колломорфно-фестончатое; присутствуют руды тонкслоистого строения	Таллий, кадмий, серебро, селен, галлий, германий
Пирит, марказит, примесь галенита, сфалерита, халькопирита	Прожилковая, прожилково-петельчатая, кокардовая текстуры; колломорфно-фестончатое и кристаллически-зернистое строение пирит-марказитовых агрегатов	Таллий, кадмий, селен, галлий, германий
Пирит, сфалерит, галенит, примесь халькопирита, борнита, блеклой руды; барит, доломит, кальцит	Массивная, брекчиевидно-пятнистая, брекчиевидно-слоистая, массивно-сланцевато-пятнистая и т. п. текстуры; строение пирита почковидное; гнезда крупнопластинчатого барита; тонкое прорастание сульфидов	Таллий, серебро, кадмий, селен, индий, галлий, германий, стронций
Галенит, сфалерит, пирит, примесь халькопирита, блеклой руды, борнита, барит, доломит, кальцит	Брекчиевая ритмическая, брекчиевидно-пятнистая текстуры; тонкое прорастание сульфидов	Серебро, кадмий, селен, таллий, германий, индий, стронций
Пирит, галенит, сфалерит, примесь барита	Брекчиевая текстура; встречаются обломки слоистой сфалеритовой руды; тонкое прорастание сульфидов	Серебро, кадмий, таллий, селен, галлий, германий
Халькопирит, примесь пирита, галенита, сфалерита, барит	Прожилковая, брекчиевая, гнездовая текстуры	Кадмий, таллий, стронций
цинковых рудных тел		
Галенит, сфалерит, пирит, примесь халькопирита, доломит, кальцит, примесь барита	Прожилковая, прожилково-гнездовая, прожилково-кокардовая, кокардовая, петельчатая, брекчиевая текстуры, сульфиды обособлены	Кадмий, серебро, селен
Сфалерит, галенит, примесь пирита, доломит, кальцит, редко примесь барита	Прожилки обычно зонального строения, реже брекчиевые текстуры, сульфиды обособлены	Кадмий, серебро, селен

Типы руд	Условия локализации
Барит-галенит-сфалеритовые	<p>ущественно доломитовая толща) и нижеучкулачской (вулканогенно-терригенно-карбонатная толща) подсвит</p> <p>Серия линз среди переслаивающихся туфодоломитов, гравелитов, доломитов нижеучкулачской подсвиты (5,6 ритмопачки, вулканогенно-терригенно-карбонатная толща)</p>
Барит-пирит-халькопиритовые	<p>Линзы среди битуминозных доломитов, прослоев углистых аргиллитов, адевролитов и их брекчий нижеучкулачской подсвиты (4 ритмопачка, вулканогенно-терригенно-карбонатная толща)</p>
Существенно баритовые	<p style="text-align: center;">Баритовые рудные</p> <p>Выдержанные по простиранию лентовидные тела в переслаивающихся туфодоломитах, туфогравелитах, доломитах, основания нижеучкулачской подсвиты (1,2 ритмопачки, вулканогенно-терригенно-карбонатная толща)</p>
Существенно сфалеритовые	<p style="text-align: center;">Сфалеритовая</p> <p>Линзовидные зоны среди доломитов, переслаивающихся с известняками верхнеучкулачской подсвиты (доломито-известняковая толща)</p>

Существенно колчеданные руды слагают довольно компактную, выдержанную по простиранию колчеданную залежь в седиментационных брекчиях темно-серых искристых доломитов верхней части существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты. Другой позицией локализации руд является нижняя часть разреза этой толщи, представленная слабо и неравномерно перекристаллизованными доломитами. Они практически все минерализованы; рудные тела среди них не всегда имеют четкие границы и оконтуриваются по данным опробования. В этих породах локализуется сравнительно мощное линзовидное тело (с отношением длины к мощности 10:1) галенит-сфалеритовых руд с невысокими содержаниями барита (не более 3—4%). Оно отчетливо маркируется в всячем боку стратифицированным горизонтом вишнево-бурых гетит- и гематитсодержащих доломитов с бедной эпигенетической прожилковой хлорит-пирит-халькопиритовой и баритовой минерализацией. Оруденение здесь также контролируется появлением среди доломитов прослоев терригенно-пирокластических пород — туфогравелитов, туфодоломитов (доломитов с при-

Главный минерал	Тектурно-структурные особенности	Элементы-примеси
Галенит, сфалерит, примесь халькопирита, барит, примесь доломита, кальцита Пирит, халькопирит, примесь галенита, сфалерита, барит	Прожилковая, прожилково-гнездовая, петельчатая, кокардовая, брекчиевая текстуры Гнездовая, пятнистая, массивная текстуры	Кадмий, серебро, селен, стронций Таллий, стронций
тела Барит, примесь галенита, землистого, бурого сфалерита, пирита	Прожилки, гнезда барита, цемент в туфогравелитах; сульфиды в виде мелких гнезд. вкрапленности, тончайших каемок	Стронций
минерализация Сфалерит бурый, землистый, галенит, пирит, доломит, кальцит, примесь кварца, барита	Прожилки обычно зональные, реже брекчиевая текстура с цементом также зонального строения; тонкозернистое срастание сульфидов	Кадмий, серебро, селен, галлий

месью мелкообломочного кремнистого или туфогенно-кремнистого материала).

В пестрой по составу вулканогенно-терригенно-карбонатной толще нижеучкулачской подсветы выделяется три основных типа руд: в верхней части разреза (5,6 ритмопачки-туфодоломиты, туфогравелиты, переслаивающиеся туфогравелиты с доломитами, сильно перекристаллизованные доломиты) находится группа барит-галенит-сфалеритовых рудных тел; в доломитах, богатых органическими остатками («червивый» горизонт, 4 ритмопачка), развиты пирит-халькопиритовые с баритом и галенитом руды; в нижней части нижеучкулачской подсветы (переслаивающиеся туфогравелиты, туфоалевролиты, мергели и доломиты, 1, 2, 3 ритмопачки) прослеживается довольно протяженная, стратиграфически выдержанная зона существенно баритовых руд.

На северном крыле антиклинали в позиции вулканогенно-терригенно-карбонатной и существенно доломитовой толщ имеются пространственно обособленные, небольшие по масштабам линзо-

Таблица 6

Минералого-геохимическая характеристика различных типов руд участка Центрального месторождения Учкулач

Тип руды	Отношение Сф: Га: Пн: Хп	Барит, %	Элементы-примеси в рудной составляющей, г/т								
			Ag	Cd	Se	Te	In	Tl	Ga	Ge	
Существенно колчеданные											
массивные и брекчиевидные	1,7:1:18:2,3	<0,3	59,2	63	1,2	<1,0	0,5	257,0	1,6	3,1	
прожилково-кокардовые	1,5:1:15:0,3	<0,3	42,5	100	1,2	<1,0	0,3	74,5	1,6	1,6	
Барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые											
массивные и брекчиевидно-пятнистые барит-галенит-сфалерит-пиритовые	1,3:1:4,5:0,3	53,6	165,0	150	11,8	<1,0	1,6	59,0	1,4	7,0	
брекчиевые и ритмически полосчатые, существенно баритовые	1:1:1,5:0,5	49,1	67,5	120	9,6	<1,0	3,8	14,0	<1,0	4,0	
брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые	0,1:1:3 2,0:0,003	3,5	100,5	170	5,1	<1,0	0,3	46,9	4,5	4,6	

видные рудные тела прожилковых доломит-кальцит-сфалерит-галенитовых руд.

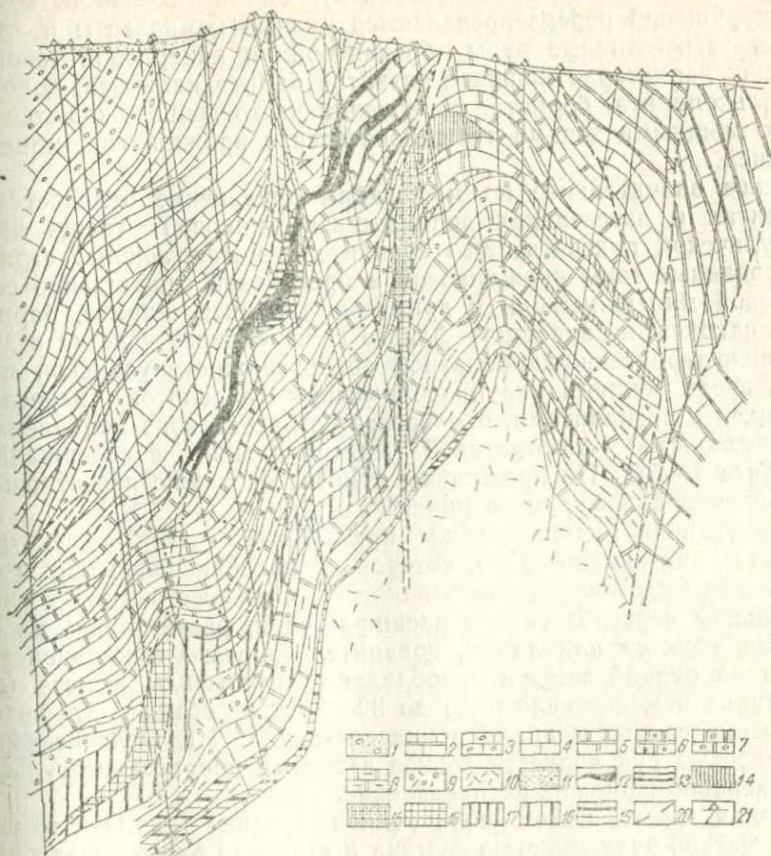


Рис. 3. Схематический геологический разрез участка Центрального месторождения Учкулач.

1 — четвертичные отложения; 2 — устькуруксайская свита D_3fr,uk , терригенно-известняковая толща; 3 — менская свита D_3fr,mn , известняковая и органогенно-обломочно-известняковая толща; верхиеучкулачская подсвита D_2gv,uc ; 4 — доломито-известняковая толща; 5, 6 — существенно доломитовая толща: 5 — доломиты, 6 — вишнево-бурые доломиты; нижиеучкулачская подсвита D_2gv,uc вулканогенно-терригенно-карбонатная толща; 7 — переслаивающиеся доломиты, туфогравелиты, гравелиты, 8 — тонко переслаивающиеся глинистые доломиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, туфы, туффиты; 9 — гравелиты и туфогравелиты; 10 — бандская свита D_1-D_2c,bn (?), туфы, лавы липаритового и липарит-дацитового состава; 11 — прожилковые существенно сфалеритовые руды; 12 — массивные и брекчиевидно-пятнистые колчеданные и барит-галенит-сфалерит-пиритовые руды; 13 — брекчиевые и ритмически полосчатые существенно баритовые руды; 14 — прожилковые доломит-кальцит-сфалерит-галенитовые руды; 15 — брекчиевые доломит-кальцит-галенит-сфалеритовые руды; 16 — брекчиевые барит-галенит-сфалеритовые руды; 17 — прожилковые и прожилково-гнездовые галенит-сфалеритовые руды; 18 — прожилково-гнездовые до брекчиевых барит-галенит-сфалеритовые руды; 19 — прожилковые, гнездовые до массивных баритовые руды; 20 — нарушения; 21 — скважины.

Кроме перечисленных стратифицированных рудных тел отмечаются субсогласные рудные тела брекчиевых карбонат-барит-

галенит-сфалерит-халькопиритовых руд. Они приурочены к разрывным нарушениям, осложняющим крылья антиклинальных перегибов южного крыла Ханбандытауской антиклинали. Вдоль этих нарушений перераспределяются рудные компоненты и образуются агрегативные руды брекчиевой и кокардовой текстур. Для них характерно широкое развитие барита, кальцита, доломита, халькопирита, борнита. Нарушения часто сопровождаются довольно мощными зонами трещиноватости с прожилковой минерализацией.

Менее значительное по масштабам оруденение отмечается в доломитах и известняках доломито-известняковой толщи верхнеучкулачской подсвиты. Это сравнительно маломощные стратифицированные зоны прожилковой и брекчиевой существенно сфалеритовой минерализации с примесью галенита, пирита, барита.

И, наконец, на западном фланге Центрального участка в вулканогенно-терригенно-карбонатной толще нижнеучкулачской подсвиты среди мелко-и крупнообломочных гравелитов, переслаивающихся с аргиллитами, отмечается согласная зона вкрапленной и тонкослоистой флюоритовой минерализации с содержанием флюорита 1—5%. По прожилкам отмечается также переотложенный флюорит более крупнозернистого строения.

Колчеданная рудная залежь представляет собой флексурно изогнутое линзовидное тело, которое по падению переходит в относительно маломощное линзовидное тело, по восстанию — в антиклинальном перегибе сильно расширяется и, разветвляясь на отдельные «языки» или линзы, сравнительно резко выклинивается. В составе рудной залежи преобладают дисульфиды железа (пирит, марказит), составляющие до 90—95% от объема сульфидов. Отношение свинца к цинку в них составляет 1:1. Отличительной особенностью руд является тонкое взаимное прораствание сульфидов и неравномерное их распределение.

Рудная залежь имеет неоднородное строение (рис.4). Это связано с четкой зависимостью состава и строения руд от неоднородности рудоносной карбонатной толщи. В целом залежь повторяет контуры линзующихся горизонтов седиментационных брекчий темно-серых битуминозных доломитов существенно доломитовой толщи — один более мощный на границе с доломито-известняковой толщей и ряд кулисообразно расположенных под ним более мелких линз, которые разделяются прослоями серых мелкозернистых доломитов со сравнительно бедной прожилковой минерализацией. Неоднородность строения еще более усиливается различной степенью тектонической нарушенности пород.

В средней части колчеданная рудная залежь сложена наиболее богатыми барит-колчеданно-галенит-сфалеритовыми рудами с отдельными линзами пиритовых и пирит-галенит-сфалеритовых руд массивного и брекчиевидного строения. В лежащем боку, а на отдельных разрезах висячем и лежащем боках, они обрамляются

брекчиевыми и ритмически полосчатыми существенно баритовыми рудами.

Фланги рудного тела по восстанию и падению сложены существенно колчеданными массивными брекчиевидными и слоистыми рудами.

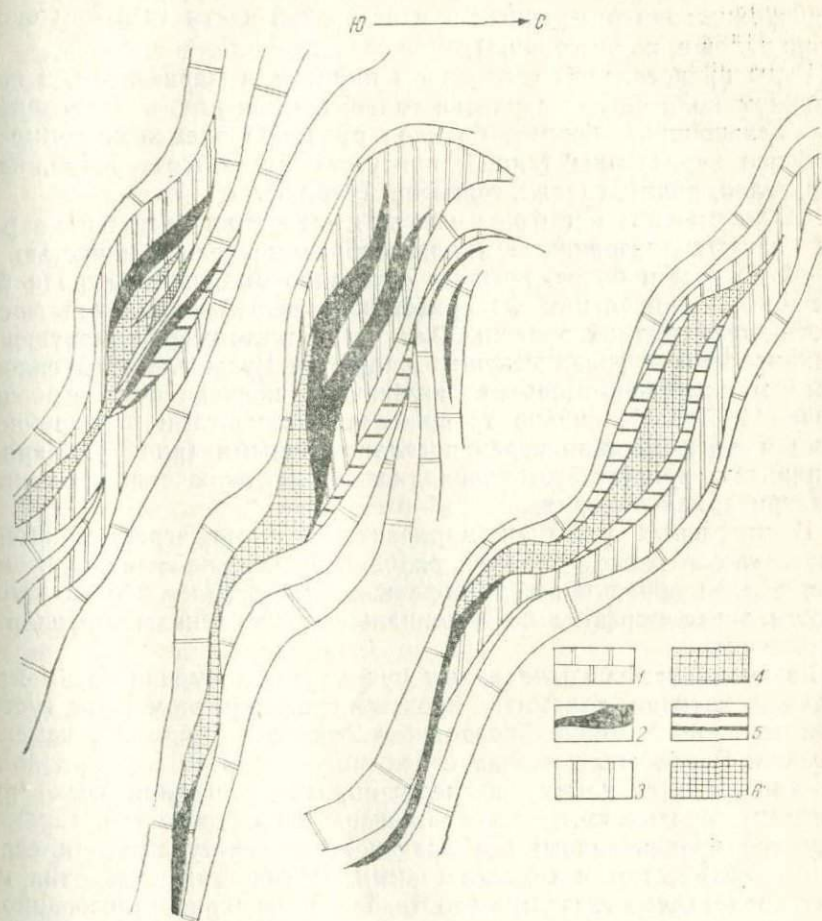


Рис. 4. Схема строения колчеданного рудного тела участка Центрального месторождения Учкулач в поперечных сечениях.

1 — доломиты верхнеучкулачской подсвиты, 2 — массивные и брекчиевидные существенно колчеданные (марказит-пиритовые) руды, 3 — прожилково-кокардовые марказит-пиритовые руды, 4 — массивные и брекчиевидно-пятнистые барит-галенит-сфалерит-пиритовые руды, 5 — брекчиевые и ритмически полосчатые существенно баритовые руды, 6 — брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые руды.

В подрудной части колчеданной залежи широко развиты прожилки пиритового, доломит-кальцит-пиритового с галенитом, сфалеритом состава, часто зонального строения, в надрудной преобладают «червеобразные» диагенетические образования пирита.

Существенно колчеданные руды — главная разновидность колчеданной рудной залежи, составляют около 50% от всей массы руды. Более богатые массивные, брекчиевидные руды слагают протяженное лентовидное тело на его южном погружении и серию мелких линз среди барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых в центральной части залежи и среди пирит-марказитовых прожилково-кокардовых руд в верхней части (верхнем окончании залежи, по восстанию).

Руды представлены в основном пиритом и марказитом, в подчиненном количестве находятся галенит, сфалерит, в виде примеси — халькопирит, борнит, блеклая руда. Из элементов-примесей наиболее характерны таллий, присутствуют также серебро, кадмий, селен, индий, галлий, германий (табл.6).

Массивные и брекчиевидные колчеданные руды слагают линзовидные и пластообразные тела мощностью от 0,5—1 до 5 м и более, которые отчетливо выделяются среди барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых руд в центральной части колчеданной рудной залежи. Они часто тектонически нарушены, будинированы в зонах секущих надвигов. Руды сложены сплошными марказит-пиритовыми агрегатами почковидного строения (почки 1—7 мм), сильно трещиноватыми, местами передробленными и неравномерно перекристаллизованными (рис.39). Наряду с пиритом присутствуют тонкодисперсные включения галенита, сфалерита, халькопирита.

В отдельных участках марказит-пиритовые агрегаты имеют органогенную текстуру — беспорядочно расположенные серповидные, подковообразные, червеобразные выделения, иногда встречаются псевдоморфозы по колониальным скоплениям амфибор и строматопор.

Разновидностью колчеданных руд является рудная седиментационная брекчия доломита, представленная равномерной густой вкрапленностью глобулярного и почковидного пирита в цементе брекчии. В обломках наряду с доломитом встречаются рудокласты — обломки слоистых сфалерит-пиритовых и пиритовых руд (рис. 42). Руды тектонически нарушены, брекчированы и характеризуются брекчиевидными и брекчиевыми текстурами как седиментогенными, так и тектоническими. В участках дробления цемент представлен гнездами (до 1—5 см) перекристаллизованного доломита, кристаллически-зернистого пирита, передробленными пиритовыми почками. Широко развиты оторочки пирита (марказита) колломорфно-фестончатого строения вокруг обломков тектонической брекчии. В почковидных агрегатах пирита обычно присутствуют в сложных сростаниях сфалерит, галенит, халькопирит.

Прожилково-кокардовые марказит-пиритовые руды находятся в тектонически нарушенных мелкозернистых серых доломитах. Обломки породы размером от первых миллиметров до первых сантиметров имеют неправильную угловатую

форму. От их размеров, форм, взаимного расположения зависит характер развития сульфидов. Когда обломки плотно прилегают друг к другу, сульфиды образуют прожилковую и прожилково-петельчатую текстуры, в более нарушенных участках — кокардовую (рис. 51). Обломки содержат редкую вкрапленность или тончайшие короткие прожилки халькопирита, галенита, пирита. Рудные оторочки и прожилково-петельчатые образования сложены в основном колломорфно-фестончатыми агрегатами пирита (марказита) кристаллически-зернистого строения с примесью халькопирита, сфалерита, галенита. Барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые руды наряду с существенно колчеданными, составляют около 50% от массы руд колчеданной залежи. Они также представлены несколькими разновидностями.

Массивные и брекчиевидно-пятнистые руды образуют довольно протяженное линзовидное тело, невыдержанное по мощности, с раздувами и пережимами в средней части залежи. В лежащем боку, а на западном фланге — в лежащем и висящем боках их обрамляют существенно баритовые брекчиевые и ритмически-полосчатые руды. В верхней части залежи на восточном ее фланге отмечается линза брекчиевых пирит-галенит-сфалеритовых руд.

Все отмеченные разновидности приурочиваются к седиментационной брекчии доломита. Их разнообразие обусловлено обломочным обликом самих вмещающих пород, тектонической нарушенностью, а также гнездовидным расположением почковидного пирита, крупнопластинчатого барита и реликтами седиментогенных ритмически-полосчатых руд в цементе.

В составе описываемых руд, по сравнению с колчеданными, более существенную роль играют галенит и сфалерит, а также барит (около 13%). Из элементов-примесей присутствуют серебро, селен, галлий, германий, индий.

Массивные и брекчиевидно-пятнистые барит-галенит-сфалерит-пиритовые руды имеют явно выраженный облик рудных седиментогенных брекчий. Характерные текстуры — брекчиевые, брекчиевидные, пятнистые, брекчиевидно-сланцевато-пятнистые и т. п. Пятнистость обусловлена гнездами (до 1—5 см) пирита почковидного, колломорфно-фестончатого строения, находящимися в цементе седиментационных брекчий, гнездами (до 5—7 см) крупнопластинчатого барита. Сланцеватость создается тонкополосовидным расположением пирита также в цементе седиментационной брекчии. Местами пирит полностью слагает цемент почковидного строения.

В составе руд марказит и пирит преобладают над галенитом и сфалеритом. В виде примеси присутствуют халькопирит, борнит, блеклая руда. Содержания барита довольно значительны (около 14%).

Седиментогенные руды тонкозернистые (0,001—0,01 мм), сульфиды в них находятся в тесных срастаниях. В участках тектонического дробления галенит и халькопирит обособляются в отно-

сительно мономинеральные агрегаты и совместно с крупнопластинчатым баритом располагаются между обломками седиментогенных руд. Вдоль тектонических нарушений происходит перекристаллизация пирита.

Брекчиевые и ритмически полосчатые существенно баритовые руды образуют линзовидные оторочки в лежащем и висячем боках колчеданной залежи и ряд сравнительно маломощных пластообразных тел в центральной ее части.

Они представляют собой зону седиментационной брекчии доломита, обогащенную баритом (до 30 и более %), который находится в виде крупных (до 30×40 см) обломковидных обособлений с четкими прямолинейными очертаниями. Характерно наличие прослоев барита ритмически-полосчатого строения, обусловленного чередованием светлых полос барита с темными полосами доломит-сфалерит-пиритового состава. Эти прослои обычно нарушены брекчированием, полосы часто разорваны, сохраняются лишь их фрагменты (рис. 35,а).

Помимо барита руды содержат галенит, в меньшем количестве — сфалерит. Имеется примесь халькопирита, блеклой руды, борнита. Количество галенита в рудах с запада на восток несколько снижается, количество халькопирита в том же направлении увеличивается, на восточном фланге появляется борнит. Отмечаются линзы (до 1,5—2 м мощностью) сплошных тонкозернистых пирит-сфалерит-галенитовых руд.

В зонах тектонических нарушений руды сильно преобразованы. Барит перекристаллизован и имеет крупнопластинчатое (до 3—4 см) строение; он выполняет цемент тектонической брекчии, образует гнезда, развивается по трещинкам. С ним ассоциирует кристаллически-зернистый галенит, пирит, развитие которых также подчинено элементам тектоники. Сульфиды перекристаллизованы и переотложены. Особенно характерны мономинеральные обособления галенита и борнита по трещинкам в виде гнезд и линз мощностью до 10 см.

Брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые руды представлены седиментационной брекчией доломита с тонковкрапленной, вкрапленно-пятнистой, прожилково-вкрапленной пирит-галенит-сфалеритовой минерализацией. Сфалерит обычно преобладает над галенитом; в виде примеси присутствует блеклая руда и халькопирит. В тектонически нарушенных участках обломки сцементированы перекристаллизованным доломитом и крупнокристаллическим баритом с гнездами и прожилками мономинеральных сульфидов. Вокруг обломков характерно наличие каемок (1—2 мм) перекристаллизованного пирита, реже галенита и сфалерита.

В рудах встречаются рудокласты тонкослоистой текстуры, в которых сульфиды располагаются в виде тончайших полосовидных вкраплений, а также сплошной тонкозернистой сфалеритовой

руды с мельчайшими включениями галенита и глобулей пирита (рис.42,б).

Группа барит-свинцово-цинковых рудных тел объединяет галенит-сфалеритовые, доломит-кальцит-сфалерит-галенитовые, барит-галенит-сфалеритовые и барит-пирит-халькопиритовые рудные тела.

Галенит-сфалеритовые руды находятся среди перекристаллизованных доломитов в основании существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подовиты. Строение руд неоднородное: в центральной части они более богатые брекчиевые, по периферии — прожилковые и прожилково-гнездовые. Отмечаются также их переходные разновидности: петельчатые, прожилково-кокардовые, кокардовые.

Руды сложены галенитом и сфалеритом с примесью пирита, реже встречается халькопирит, блеклая руда. Среди жильных преобладают доломит, кальцит, барит, иногда встречается кварц.

Брекчиевые руды приурочены к субогласным зонам дробления в центральной части рудного тела и крутым крыльям складок. В этих зонах рудное вещество перераспределяется, обогащается, укрупняется, широко развиты брекчиевые текстуры.

Характерно развитие здесь крупнокристаллического мономинерального халькопирита (гнезда до 5—8 см) в ассоциации с крупнокристаллическими баритом и кальцитом.

Прожилки мощностью от долей миллиметра до 1—3 см чаще всего сложены галенитом, сфалеритом с примесью пирита. Нередко они мономинеральны и представлены агрегатами мелкозернистого галенита или светло-желтого сфалерита. Часто прожилки и цемент брекчии имеют зональное строение: в центральной части жильные минералы — доломит, кальцит, барит, по периферии в виде каемок сульфида — галенит, сфалерит, пирит. Жильные и сульфидные минералы образуют также зональные каемки вокруг обломков породы, огибают их, цементируют, находятся в виде прожилков, гнезд, вкрапленности.

В составе доломит-кальцит-сфалерит-галенитовых руд главную роль играют галенит и сфалерит, в подчиненном количестве присутствует пирит. Из жильных преобладает доломит, иногда присутствует кварц и барит.

Оруденение распределяется очень неравномерно — от редких прожилков до густой сети и прожилково-петельчатых образований. Прожилки зональные мощностью от долей миллиметра до 3—4 см. Иногда они сопровождаются зонами брекчирования с кокардовыми, петельчатыми и брекчиевыми рудами. Характерна обособленность сульфидов друг от друга. Каемки пирита сложены плотными сливными агрегатами колломорфно-фестончатого строения. Они обычно трещиноваты, трещинки заполнены галенитом, реже сфалеритом. Встречаются редкие мелкие (0,01—0,03 мм) включения халькопирита.

Барит-галенит-сфалеритовые руды приурочены к очень неоднородным, пестрым по литологическому составу породам, которые представлены доломитами, гравелитами, туфогравелитами (пятая и шестая ритмопачки нижеучкулачской подсвиты).

Для доломитов характерны прожилковая, прожилково-гнездовая текстуры. С более нарушенными участками связаны петельчатые, кокардовые, брекчиевые текстуры. Обломки имеют угловатые очертания, различные размеры (от нескольких миллиметров до 3—5 см). Прожилки и цемент представлены нерудными и сульфидными минералами и нередко обладают зональным строением. Обычно обломки окаймлены пиритом, затем сфалеритом, галенитом, в центральной части находятся жильные минералы.

В гравелитах барит развит в цементе в ассоциации с доломитом, кальцитом. Характерно развитие в цементе также землистого сфалерита, представленного от тончайшей (0,00п мм) вкрапленности до участков густых скоплений (рис. 44), в которых нередко по трещинкам наблюдается стягивание, переотложение и укрупнение зерен. В баритовом цементе отмечаются также тонкослоистые скопления галенита, окруженные перекристаллизованными галенитом и пиритом.

В составе руд важную роль играет барит, содержание которого в отдельных участках достигает 40—50%. Наряду с ним присутствуют доломит, кальцит, иногда кварц. Главными сульфидами являются галенит и сфалерит, в подчиненном количестве находятся пирит, халькопирит, редко встречается блеклая руда. Соотношение минералов в различных участках очень изменчиво.

Характерно мономинеральное обособление сульфидов — галенита, сфалерита (до 1 см), состоящих из изометричных зерен размером 0,01—0,03 мм. Сульфиды образуют также тончайшую вкрапленность в породах, жильных минералах, развиваясь в интерстициях зерен в виде петель вокруг них, гнезд по тончайшим трещинкам и т. п. Сфалерит представлен светлой землистой разновидностью. Пирит с примесью марказита находится в виде коллоидно-фестончатых образований. Халькопирит образует, как правило, самостоятельные тонкие (до 1—2 мм) прожилки, вкрапленность, гнезда, крупнозернистые скопления в барите, кальците. Барит развит в рудах очень широко в виде отдельных различно ориентированных пластинок, гнезд, прожилков, слагает прослой до 30—40 см почти сплошного крупнопластинчатого, реже ритмически-полосчатого строения.

Барит-пирит-халькопиритовые руды приурочены к темно-серым доломитам, богатым органическими остатками (4 ритмопачка нижеучкулачской подсвиты), в отдельных частях разреза — также к прослоям черных углистых аргиллитов, алевролитов и их седиментационных брекчий.

Главная ассоциация этих руд — барит-пирит-халькопиритовая. Почти повсеместно присутствует галенит, реже сфалерит. Круп-

нокристаллический барит образует в породе гнезда размером 3—4 см, прожилки, цемент брекчии, слагает прослой до 15—30 см нередко ритмически полосчатого строения. Характерна барит-халькопиритовая ассоциация. Халькопирит развивается в барите в виде вкрапленности, тонких прожилков, гнезд и пятен, иногда по зальбандам гнезд барита образует фестончатые каемки. В расположении халькопирита среди барита отмечаются элементы сланцеватости. Наблюдаются согласные линзовидные слойки или червеобразные формы выделения халькопирита в черном битуминозном доломите. Галенит образует в основном вкрапленность, гнезда, прожилки в барите. Встречаются случаи развития тонкозернистого сфалерита по фауне.

Баритовые рудные тела представлены относительно выдержанными зонами, приуроченными к пачкам переслаивающихся слоистых глинистых доломитов с туфоаргиллитами, гравелитами нижней части разреза нижеучкулачской подсвиты (1,2,3 ритмопачки). В целом они несколько беднее баритом по сравнению с вышележащими барит-галенит-сфалеритовыми рудами, но отношение барита к сумме свинца и цинка здесь значительно выше.

Характер развития барита в породах различен. В гравелитах он слагает цемент полностью или совместно с доломитом, кальцитом. Реже находится в виде гнезд размером до 3—4 см и прожилков. В доломитах, туфопесчаниках образует в основном прожилки, гнезда, в местах брекчирования слагает цемент. Встречаются прослой сплошного барита мощностью 10—30 см. В глинистых доломитах отмечаются согласные прослой барита ритмически полосчатого строения. Рудная минерализация довольно бедная, представлена в основном тонкими каемками вдоль барита, вокруг обломков пород в местах брекчирования, вкрапленностью и мелкими гнездами, тонкими короткими извилистыми прожилками пирита, галенита, вкрапленностью тонкозернистого галенита, землистого сфалерита в баритовом цементе. Характерно развитие тонких секущих прожилков халькопирита, особенно среди песчаников, глинистых доломитов.

Существенно сфалеритовые руды размещаются в доломитах и менее известняках верхнеучкулачской подсвиты в виде довольно выдержанных зон. Текстура руд тонкослоистая (рис.33) и прожилковая, в участках брекчирования — брекчиевая. Руды представлены жильными минералами, чаще всего кальцитом, доломитом, иногда с примесью барита, кварца, и сульфидами — пиритом, галенитом сфалеритом, которые находятся в различных соотношениях. Обычно преобладает тонкозернистый сфалерит характерного землистого облика. Часто прожилки и цемент имеют зональное строение — в центральной части жильные минералы, в оторочках — сульфиды.

Детальные минералогические исследования на месторождении Учкулач проводил Г. М. Чеботарев (1965 и др.). Он описал 70 минералов руд и пород, в том числе такие редкие как антраксолит, энаргит, вюртцит, бурнонит, линарит, реньерит; рассмотрел распределение элементов-примесей в главнейших минералах руд. Все рудообразующие минералы отнесены им к гидротермально-метасоматическому типу кроме пирита тонкослонистой текстуры в породах устькуруксайской свиты, названного диагенетическим. Подчеркнуто также, что в целом руды слабо метаморфизованы.

В наших исследованиях, которые ведутся с 1974 г., главное внимание уделяется выявлению генетических разновидностей минералов и закономерностям распределения минеральных ассоциаций в пространстве. Минералы, слагающие руды месторождения Учкулач, образуют различные ассоциации в процессе рудной седиментации, диагенеза, гидротермального отложения, переотложения, динамометаморфизма. Различные минеральные ассоциации характеризуются определенными количественными соотношениями минералов и своими формами отложения.

Характерной особенностью руд является преимущественное развитие колломорфно-почковидных и глобулярных форм сульфидов, особенно широко представленных в колчеданных разновидностях. Образование их связано с гидротермально-осадочными процессами. Крустификационные образования характерны для секущих прожилков гидротермального переотложения (оторочки вдоль прожилков, каемки вокруг обломков и т. п.).

Другая особенность руд — их глубокое диагенетическое и эпигенетическое (регенерация и ремобилизация) преобразование, что выразилось прежде всего, в перекристаллизации, переотложении минералов и в меньшей степени — в пластических и хрупких деформациях. И, наконец, явно гидротермальный характер отложения имеют прожилково-вкрапленные руды вулканогенного комплекса, представляющие корневую часть месторождения. Они заслуживают специального изучения.

По размерности слагающих компонентов руды Учкулачского месторождения тонко-мелкозернистые, характеризуются агрегативными скоплениями минералов, их тонкими взаимопрорастаниями и относительно более крупными неагрегативными обособлениями рудных минералов, главным образом, в участках их переотложения.

Изучение характера развития минералов в пространстве привело к выявлению различных минеральных ассоциаций.

Под минеральными ассоциациями, как и большинство других исследователей, мы понимаем сообщества минералов, независимо от того, закономерно или случайно их совместное нахождение в пространстве, образованы они в различных или генетически родственных условиях, одновременно или в разное время. Для руд Учкулача они довольно разнообразны.

В рудах, богатых колчеданной составляющей, наиболее часты ассоциации пирита с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, борнитом, характерны тесные сростания их с образованием сложных зональных агрегатов.

Галенит-сфалеритовая ассоциация присуща практически всем рудам. Характерны барит-сфалеритовая, барит-галенитовая, барит-галенит-сфалеритовая ассоциация, сонахождение барита с доломитом, кальцитом.

В прожилковых, кокардовых, брекчиевых рудах выполнения, как правило, сульфиды тесно ассоциируют с жильными минералами, состав которых нередко зависит от состава вмещающих пород. Здесь характерны ассоциации барита, кальцита, доломита, пирита, сфалерита, галенита в различных сочетаниях, реже кварца с сульфидами, присутствуют также глинистые минералы (пальгорскит, монтмориллонит), гидрослюда.

В зонах гетит- и гематитсодержащих доломитов имеет место кальцит-хлорит-пиритовая и пирит-халькопиритовая ассоциации, а также барит, слагающие секущие прожилки.

Необходимо отметить также развитие в пределах участков Дальнего, Промежуточного, Центрального флюорита, образующего мельчайшую рассеянную послойную вкрапленность в алевролитах, гравелитах вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи. На участках Пистали, Эскимазар флюорит ассоциирует в рудах с баритом, галенитом.

И, наконец, характерны ассоциации минералов, сформированные в поздний послерудный этап переотложения. Это довольно прямолинейные секущие прожилки, как правило, кальцитового состава, без сульфидов или с вкрапленностью, мелкими гнездами кристаллически-зернистых клейофана, халькопирита, галенита.

Элементы-примеси в рудах находятся в зависимости от минерального состава.

Главные минералы

Главные минералы руд — пирит, марказит сфалерит, галенит, на участке Центральном также халькопирит, борнит, в подчиненном количестве встречается блеклая руда. Из нерудных минералов присутствуют барит, который достигает в рудах 50%, доломит, кальцит, реже кварц.

Ниже описаны главнейшие минералы в порядке их распространенности и значения для решения вопросов генезиса руд.

Пирит — один из главнейших, широко распространенных минералов месторождения. Им вместе с марказитом на 50—90% сложены колчеданная залежь Центрального участка и первая залежь Дальнего. Для других рудных тел он менее характерен.

Различается пирит седиментационно-диагенетический и регенерированный.

Седиментационно-диагенетический пирит слагает основную массу колчеданных руд. Он представлен скрытокристаллическими и тонкоглобулярными выделениями, сфероидами различного строения, а также почковидными образованиями.

Шарообразный — глобулярный пирит широко развит в битуминозных разновидностях карбонатных пород, алевролитовых и аргиллитовых прослоях, где он образует пылевидную вкрапленность, слойки, линзочки, слагает прослои ритмически тонкослоистого строения (рис. 5, г).

В колчеданно-галенит-сфалеритовых рудах среди крупноглыбовой седиментационной брекчии известняков ментской свиты

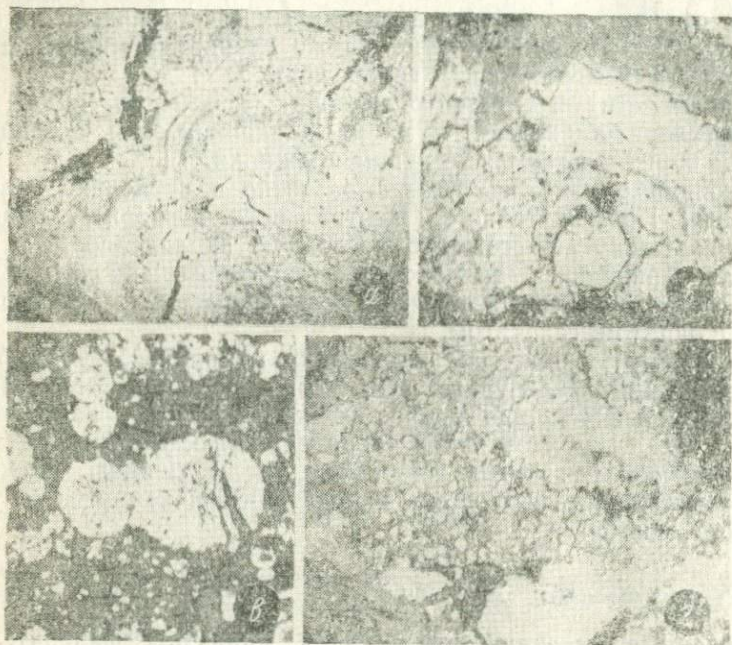


Рис. 5. Формы проявления пирита и типы его сростаний, Учкулач.

а — по концентрическим зонам почек пирита (белое) и по трещинкам в них располагается сфалерит (серое) аншл.; *б* — по концентрическим зонам почки пирита (белое) развивается галенит (светло-серое), аншл.; *в* — сферолиты пирита радиальнолучистого строения, аншл.; *г* — пирит тонкоглобулярного строения, аншл.

Дальнего участка (первая рудная залежь) глобулярный пирит вместе со сфалеритом и галенигом развит в глинисто-гидролюдиисто-карбонатном цементе (рис.40).

В колчеданных рудах травлением колломорфно-фестончатых агрегатов также выявляются глобулы пирита в виде отдельных включений или групп, которые, вероятно, захватываются в процессе роста почек.

Глобулы пирита размером 0,001—0,1 мм, как правило, раскристаллизованы и состоят из мельчайших полиэдров, свидетельствующих о диагенетических преобразованиях.

В рудах присутствуют также микросферолиты пирита зонального радиальнолучистого строения (рис. 5, в).

Наряду с глобулярным пиритом часто встречается мелкокристаллический (0,05—1 мм) кубический и пентагондодекаэдрический пирит, являющийся результатом диагенетических преобразований.

Другой разновидностью седиментогенно-диагенетического пирита является колломорфно-почковидный пирит, слагающий основную массу колчеданных руд. Почки пирита размером от 0,01—0,5 мм до 2—3 см имеют, как правило, сложное радиальнолучистое, концентрически зональное строение. В них наряду с пиритом присутствует мельниковит-пирит, марказит. Часто, как отмечалось выше, они содержат включения глобулярного пирита. По концентрическим зонам роста развиваются галенит, сфалерит, халькопирит, реже, борнит, образующие с дисульфидами железа сложные почковидные агрегаты (рис. 5, б). Очень часто почки состоят из тонкодисперсной смеси этих минералов, что свидетельствует об образовании их путем распада коллоидных смесей (рис. 5, а).

Колломорфно-почковидный пирит отчетливо перекристаллизован с образованием агрегатов тонкозонального строения. Раскристаллизация происходит по радиальным трещинкам усыхания почек, в полостях отслоения вдоль концентрических зон их роста, по краям почек с образованием каемок и т. п. В пустотах между почками, в жеодах отмечаются друзы ограненных кристаллов тонкозонального строения. Часть почек целиком раскристаллизована. Эти признаки, как известно, указывают на диагенетические преобразования дисульфидов железа (Ярош, 1973). Характерно также развитие губчатых агрегатов пирита и других минералов, свидетельствующих о раскристаллизации тонкодисперсных сульфидных масс; наличие частично распавшихся, сложных по составу коллоидных смесей пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и т. п.

Регенерированный пирит — продукт преобразования седиментационно-диагенетического в процессах динамометаморфизма, гидротермального переотложения или их сочетаний.

Динамометаморфизм пирита выразился в перекристаллизации, катаклазе и т. п.

В участках, где почки пирита интенсивно раздроблены и имеют мелкоблоковое строение, отдельные блоки подверглись перекристаллизации, в результате чего образовались участки без посторонних примесей, четко выделяющиеся среди остальной массы, пропитанной тончайшими включениями нерудных минералов. Катаклазированные почки пирита сцементированы кристаллически зернистым пиритом. Вокруг раскристаллизованных почковид-

ных образований и их обломков также развиты венчики кристаллически зернистого пирита. Пирит, претерпевший динамометаморфические преобразования, трещиноват и катаклазирован. Особенно отчетливо динамометаморфизм выражен в будинировании крупных пирит-марказитовых линз.

Переотложенный пирит широко развит в существенно колчеданных и барит-галенит-сфалеритовых рудах, где преобладают прожилково-кокардовые, брекчиевые текстуры. В них пирит составляет оторочки колломорфно-фестончатого строения около обломков колчеданных руд. Значительно распространены также прожилки выполнения, которыми сложены прожилковые барит-пирит-галенит-сфалеритовые руды в зоне Северо-Учкулачского разлома. Подобные прожилки широко представлены также в ореолах рудных тел. Обычно они имеют зональное строение. В центральной части жильные минералы, по периферии — сульфиды. Мощности оторочек сульфидов различны, от долей миллиметра до 3—4 см в раздувах. Строение пирита в них кристаллически-зернистое.

Пирит позднего послерудного переотложения имеет кристаллически зернистое строение, ассоциирует с идиоморфным крупнозернистым галенитом, халькопиритом, клейофаном, вместе с которыми образует вкрапленность и гнезда в прожилках кальцита, являющихся индикаторными.

Для пирита характерны примеси таллия (9—516 г/т), никеля (до 300 г/т), кобальта (до 140 г/т), присутствуют также галлий, германий, селен и др. (табл. 7,8).

Сфалерит наряду с пиритом и галенитом — один из главных минералов колчеданных и барит-галенит-сфалеритовых руд. Он представлен различными морфологическими разновидностями — от тонкоглобулярного и колломорфного до кристаллически-зернистого, от светло-бурого до почти черного. Г. М. Чеботарев отмечает также присутствие в рудах наряду со сфалеритом вюрцита в малом количестве.

Также как и для пирита, с которым сфалерит повсеместно ассоциирует, для него можно выделить те же генетические типы: седиментационно-диагенетический и регенерированный (динамометаморфический, гидротермального переотложения).

Седиментационно-диагенетический сфалерит представлен глобулярными и тонкокристаллически-зернистыми, колломорфно-почковидными образованиями нередко концентрически зонального строения.

Широко распространен светлоокрашенный желто-бурый («землистый») сфалерит, который образует тончайшую, часто довольно густую вкрапленность (размером от 0,00п до 0,1 мм, чаще 0,01—0,06 мм) неправильной формы интерстициальных выполнений, нередко изометричную или близкую к ней, часто идиоморфную, шестигранную в срезе аншлифа (рис. 6, а, б). В различной степени

насыщая породу, он придает ей характерный желтоватый оттенок. Иногда сфалерит встречается в составе глобулей пирита.

В колчеданных ритмически слонстых рудах тонкозернистый и глобулярный сфалерит вместе с тонкоглобулярным пиритом и без него слагает слои разной мощности. Эта же разновидность сфалерита участвует в строении прожилково-петельчатых колчеданно-сфалерит-галенитовых руд первой рудной залежи участка Дальнего, где в ассоциации с глобулярным пиритом находится в виде вкрапленности в глинисто-гидрослюдисто-карбонатном це-

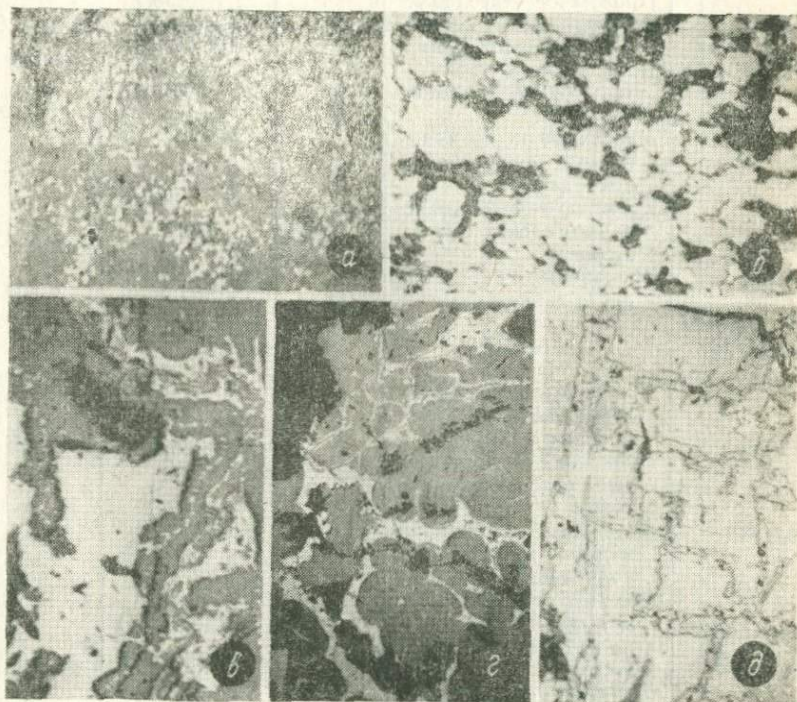


Рис. 6. Формы проявления и виды сростаний сфалерита, Учкулач.

a — тонкая вкрапленность изометричных зерен светло-желтого сфалерита в доломите, аншл.; *b* — ориентированно расположенные изометричные, линзовидные зерна сфалерита (белое) в глинисто-известковом цементе крупноглыбовой брекчи известняка, аншл.; *в* — галенит (белое) располагается по концентрическим зонам роста в колломорфном сфалерите (серое), аншл.; *г* — сфалерит почковидного строения с оторочками пирита (белое) аншл.; *д* — сфалерит (светло-серое) располагается по трещинкам спайности в галените (белое), аншл.

менте крупноглыбовой седиментационной брекчи известняков.

В туфогравелитах вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи на участке Центральном тонкозернистый «землистый» сфалерит густо пропитывает цемент породы. При этом наблюдается стяжение и перетолжение его в виде более крупнозернистых агрегатов по трещинкам.

Элементы-примеси (г/т) в главнейших сульфидах участка

Минерал	Типы и разновидности руд	Ag	Se	Te
Галенит	Брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые	28—168	<0,2—2,0	<1,0(2)
		84 (3)	0,58(7)	
Галенитовый концентрат	То же	80—90 (2)	1,0—169,0	
			24,7 (13)	
Галенит	Прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые с пиритом	10	1,0—122,0	0,0—1,0 (3)
			11,4 (15)	
Галенит	Прожилково-петельчатые сфалерит-галенитовые	84	<0,2—0,3(2)	
Сфалерит	Массивные и брекчиевидные существенно колчеданные	70—78 (2)	0,0	<1,0
Сфалеритовый концентрат	То же	12	<0,2	<1,0
Сфалерит	Прожилково-гнездовые барит-галенит-сфалеритовые с пиритом			
Сфалерит	Прожилково-петельчатые галенит-сфалеритовые			
Сфалерит	Массивные и брекчиевидные существенно колчеданные			
Пирит	Поздние секущие кальцит-сфалеритовые прожилки	4	<0,5—1,5 (3)	
Пирит	Массивные и брекчиевидные существенно колчеданные		<0,5 (2)	
Пирит	Галенит-сфалерит-пиритовая минерализация	138	<0,5—6,3 (2)	
Пирит	Согласные линзочки тонкозернистого пирита в аргиллите надрудной толщи		<0,5—5,8	
			2,4 (3)	

Примечание. В таблице использовано 100 определений авторов и 31 В этой таблице и в последующих в числителе даны

Таблица 7

Дальнего месторождения Учкулач

In	Tl	Ga	Ge	Bi	Sb	As	Cd	Hg
<0,2	0,2—3,0(2)	<1,0(5)	<0,5(2)				110	0,3
<0,2 (2)	0,2—0,4 (2)			0,0	40—90(2)			
<0,2 (3)	<0,2—6,3	<1,0—	<0,5	0,0	10—110	0,0	0,0	
	3,6 (4)	1,0 (3)			70,3 (3)			
	5,0—12,0 (2)	<1,0					900	
	1,0							
	0,0							
	2,4	1,2					1900	
<0,2 (2)	2,7						2000	
<0,2 (2)	1,3—3,7 (2)	2,0—					2400	
<0,2	2,0	9,0						
<0,2	5,0	5,0	9,0				1300	
	5,0—35,0 (2)	5,0	1,0				350—3000	
							1583 (3)	
	54—133,0 (2)	1,0			40	500		
	14,0				10—90 (2)	300—		0,3
						600 (2)		
	18,0							0,3

определение Г. М. Чеботарева. содержания от—до, в знаменателе—среднее, в скобках—количество определе-

Элементы-примеси (г/т) в главнейших сульфидах участка Центрального

Минерал	Типы и разновидности руд	Ag	Se
Галенит	Массивные и брекчиевидные (сплошные) марказит-пиритовые с галенитом, сфалеритом	92	
	Прожилково-кокардовые марказит-пиритовые	276,0	<0,2
	Брекчиевые и ритмически полосчатые барит-пирит-сфалерит-галенитовые	$\frac{88-1084}{445,3(3)}$	5,0
	Брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые		6,8—70,5 (2)
	Барит-галенит-сфалеритовые	$\frac{82-110}{96(2)}$	$\frac{0,3-19,5}{4,8(12)}$
Сфалерит	Вкрапленная халькопирит-сфалерит-галенитовая минерализация	100	
	Массивные и брекчиевидные марказит-пиритовые с галенитом, сфалеритом	154	
	Прожилково-кокардовые марказит-пиритовые		
	Доломит-кальцит-сфалерит-галенитовые	$\frac{86-104}{97(3)}$	$\frac{0,3-2,0}{0,8(4)}$
Пирит	Прожилково-гнездовая барит-галенит-сфалерит-пиритовая минерализация	74	0,2 (2)
	Прожилково-вкрапленная минерализация		0,0
	Массивные и брекчиевидные марказит-пиритовые с галенитом, сфалеритом	$\frac{0-392}{180(16)}$	$\frac{0,2-40,8}{9,6(15)}$
Пирит	Прожилково-кокардовые марказит-пиритовые	160—240 (2)	$\frac{0,2-2,5}{3,6(3)}$
	Вкрапленно-пятнистые пиритовые	192	4,7
	Брекчиевые и ритмически полосчатые существенно баритовые	992	7,0—15,0 (2)
	Брекчиевые пирит-галенит-сфалеритовые	108—152 (2)	4,6—19,0 (2)
	Почковидный марказит-пиритовый агрегат	$\frac{24-208}{101,3(3)}$	0,0
	Барит-галенит-сфалеритовые		0,3—3,3 (2)
	Колчеданная минерализация в известняках		$\frac{0,2-1,0}{0,3(3)}$
	Существенно колчеданная руда тонкоглобулярного строения (устькурук-сайская свита)		$\frac{1,0-2,0}{1,1(3)}$

Таблица 8

месторождения Учкулач					
Te	In	Tl	Ga	Ge	Cd
		15,0	<1,0—1,0 (2)		
0,0		2,8—3,0 (2)			
12,0	1,4	39,0	<1,0—1,2 (2)	2,2	
<1,0 (2)		22,0	2,0		
<1,0 (6)		$\frac{1,8-445,0}{180,6(5)}$	$\frac{<1,0-2,3}{1,3(4)}$	$\frac{0,9-15,5}{4,8(5)}$	60—220 (2)
		110,0	6,2		
			10,0	10,0	1000—1400 (2)
<1,0—2,6 (3)	0,7	$\frac{10,5-155,0(2)}{155,0(2)}$	$\frac{<1,0-8,0}{2,9(4)}$	$\frac{1,4-7,2}{4,6(3)}$	$\frac{430-2000}{1179(4)}$
0,0			1,5		850—1900 (2)
		285,0			
<1,0—7,0	$\frac{0,2-0,4}{1,6(6)}$	$\frac{7,0-520,0}{200,6(14)}$	$\frac{<1,0-1,4}{0,7(9)}$	$\frac{2,9-8,4}{5,5(9)}$	
		33,0—450,0	<1,0—2,8	$\frac{1,5-4,3}{2,1(4)}$	110
		$\frac{155,9(6)}{155,9(6)}$	1,3 (5)	2,1 (4)	
<1,0	<0,2	50,0	1,0	5,1	
3,0—6,0 (2)	2,6	$\frac{101,0-440,0}{223,4(3)}$	<1,0—5,4 (2)	4,6—8,1 (2)	
<1,0—12,8 (2)	0,4—1,1 (2)	$\frac{6,0-210,0}{146,5(4)}$	<1,0—3,2 (2)	3,5—4,3 (2)	
0,0		$\frac{124,0-135,0(2)}{135,0(2)}$			
		$\frac{14,0-1650,0}{598(3)}$	<1,0—1,8 (2)	$\frac{2,7-10,0(2)}{10,0(2)}$	
		$\frac{10,0-25,0}{22(3)}$			
		$\frac{25,0-183,0}{58,0(5)}$	<1,0	0,5	

Минерал	Типы и разновидности руд	Ag	Se
Халькопирит	Прожилково-кокардовые доломит-кальцит-сфалерит-галенитовые	104	2,0
	Прожилково-гнездовая барит-галенит-пиритовая минерализация	1	0,0—1,4(2)
	Прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация	1582	12,0—470,0(2)

Примечание. В таблице использовано 246 определений авторов и 52

В брекчиевых барит-сфалерит-галенитовых рудах участка Дальнего в барите встречаются рудные обломки доломита с более или менее густой вкрапленностью тонкозернистого светлого сфалерита или сфалеритовой руды ритмически слоистого строения.

В колчеданных рудах наиболее широко развит сфалерит, который совместно с галенитом и пиритом входит в состав почковидных агрегатов полиминерального состава: развивается в них по концентрическим зонам, образует сложные агрегаты ритмически полосчатого и концентрически-зонального строения (рис. 6, в). Отмечаются также почковидные образования сфалерита (рис. 6, г). Сфалерит в виде сферических образований размером в тысячные — сотые доли миллиметра встречается в почковидном пирите, нередко присутствует в почках пирита в виде субмикроскопических (менее 0,001 мм) включений и тончайших смесей с пиритом, приурочивается к концентрическим зонам или радиальным трещинам в нем. Все это говорит о возникновении таких образований в связи с распадом коллоидных смесей при диагенезе.

Кристаллически зернистый сфалерит является в основном результатом перекристаллизации и переотложения колломорфного также при диагенезе, о чем свидетельствуют и реликты колломорфного сфалерита среди сплошных зернистых масс. Он образует в породе тончайшую (0,001—0,005 до 0,5 мм) вкрапленность, иногда густую; интерстициальные и микропетельчатые структуры выполнения с кальцитом, доломитом; развивается по зонам роста в перекристаллизованном доломите; образует тончайшие короткие прожилки с неровными краями как в цементе брекчий, так и в обломках, а также каемки вокруг обломков породы. В существенно колчеданных рудах кристаллически зернистый сфалерит заполняет промежутки между хорошо раскристаллизованными почками или кристаллически зернистыми агрегатами пирита. В участках наиболее сильной перекристаллизации руд, в том числе среди гнезд перекристаллизованного доломита, сфалерит слагает относительно крупные (1—3 см) мономинеральные скопления. Сфалерит находится в тесной ассоциации с галенитом, располагаясь в нем в виде изометричных включений, по трещинкам спайности и т. п. (рис. 6, д).

Te	In	Tl	Ga	Ge	Cd
<1,0	0,7	210,0 243,0—	1,8 (2)	4,3—9,5 (2)	
0,0		273,0 (2)	2,0	7,1	220
		285,0	1,2—1,5 (2)	11,5	

определения Г. М. Чеботарева.

Регенерированный сфалерит широко проявлен в рудах в связи с процессами динамометаморфизма и гидротермального перераспределения. В глинисто-гидрослюдисто-карбонатном цементе седиментационных крупноглыбовых брекчий известняка, содержащих колчеданно-галенит-сфалеритовую руду на участке Дальнем, широко развиты развальцованные и перекристаллизованные изометричные агрегаты сфалерита, что свидетельствует о проявлении наложенного динамометаморфизма. Травление сфалерита выявило почти повсеместное его тонкозернистое (0,003—0,05 мм) строение. В брекчиевых барит-галенит-сфалеритовых рудах участка Дальнего перераспределенные кокардовые образования медово-желтого сфалерита имеют реликтовое глобулярное строение.

Перераспределенный темный (темно-серый) сфалерит участвует в строении зональных прожилков, слагает отдельные участки сплошных сфалеритовых руд, образуя относительно мономинеральные колломорфно-фестончатые агрегаты. Строение их неоднородно, в центральной части они более мелкозернисты. Отдельные участки сложены удлиненными зернами, ориентированными перпендикулярно концентрам.

Сфалерит послерудного перераспределения ассоциирует с поздними секущими прожилками кальцита, в которых образует вкрапленность и гнезда до 1—3 см. Он представлен кристаллически зернистым светлым клейофаном в сростании с галенитом, пиритом и без них.

Из примесей (табл.7,8), по данным Г. М. Чеботарева, для сфалерита характерны невысокие содержания железа (до 2,09%), повсеместное присутствие марганца (до 1%), кадмия (до 4400 г/т), а также галлия, германия (до 350 г/т), таллия (до 155 г/т) редко ртути (до 38 г/т). В сфалерите отмечаются мельчайшие включения реньерита (Чеботарев и др., 1975).

Галенит, как и сфалерит,— главный минерал руд и содержится в самых разнообразных формах — от тончайших включений, насыщающих породу, до участков сплошного «свинчака» крупнозернистого строения.

Основные разновидности галенита, подобно сфалериту и пириту — седиментационно-диагенетический и регенерированный (ди-

наометаморфический, гидротермального переотложения и позднего послерудного переотложения).

Галенит по сравнению с другими сульфидами претерпел наиболее интенсивные метаморфические преобразования, которые в значительной степени затушевывали признаки более ранних седиментационно-диагенетических процессов. На седиментационно-диагенетическое происхождение галенита прежде всего указывает широкое распространение в рудоносных доломитах мельчайших (менее 0,001 до 0,05 мм) «поровых» включений галенита, где они занимают интерстициальные пустоты среди перекристаллизованной в процессе диагенетических изменений массы доломита; образуют тончайшие каемки по спайности зерен. Наряду с этим присутствуют реликты тонкозернистого доломита, изобилующего тончайшими включениями сульфидов, в том числе и галенита.

В седиментогенных ритмически тонкослонистых сфалерит-пиритовых рудах устькуруксайской свиты галенит в слоях практически не встречается, но повсеместно присутствуют секущие прожилки переотложенного галенита, представленного относительно крупными изометрично-линзовидными агрегатами, ориентированными вдоль прожилков. При этом галенит не выходит за пределы рудных слоев.

Глобулярный галенит (размером 0,01—0,05 мм) в виде реликтовых участков встречается среди зернистой массы в барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых рудах Центрального участка.

Другая разновидность седиментационно-диагенетического галенита — колломорфно-почковидный тесно ассоциирует с подобными образованиями сфалерита и пирита, широко развит в колчеданных и барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых рудах.

Этот галенит в тесном срастании с колломорфными дисульфидами железа, сфалеритом, халькопиритом образуют сложные почковидные агрегаты концентрически зонального строения, располагаясь по концентрическим зонам роста в почках пирита. Радиальнолучистое строение почек пирита подчеркивается расположением тонкодисперсных (менее 0,005 мм) включений галенита вдоль радиальных трещин усыхания. Местами он густо пропитывает пирит, придавая ему в шлифах сероватый оттенок. Тонкодисперсный галенит в результате собирательной перекристаллизации вдоль трещинок в пирите укрупняется. Присутствуют также мономинеральные галенитовые почки (рис.7,г).

Регенерированный галенит в рудах развит широко. Для него характерно развальцевание и формирование относительно крупных гнезд изометричных агрегатов, своеобразных порфировых выделений размером от 1—2 см до участков сплошного «свинчика». Такие образования более всего распространены в прожилково-петельчатых сфалерит-галенитовых рудах (в цементе седиментационной брекчии известняка), кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых рудах, брекчиевых барит-сфалерит-галенитовых рудах участка Дальнего. Они обычно сложены плотно приле-

гающими ориентированными развальцованными агрегатами размером 0,5—0,7 мм, являющимися следствием проявления динамометаморфизма, или более крупными (до 5 мм) агрегатными сростками. Обычно эти образования галенита относительно чистые, не содержат в себе включений других сульфидов, границы их чаще неровные, с ответвлениями в породе (рис. 7,а).

Изучение внутреннего строения галенита травлением показало, что практически все описываемые разновидности имеют одинаковое более или менее равномерное зернистое (обычно 0,01—0,2

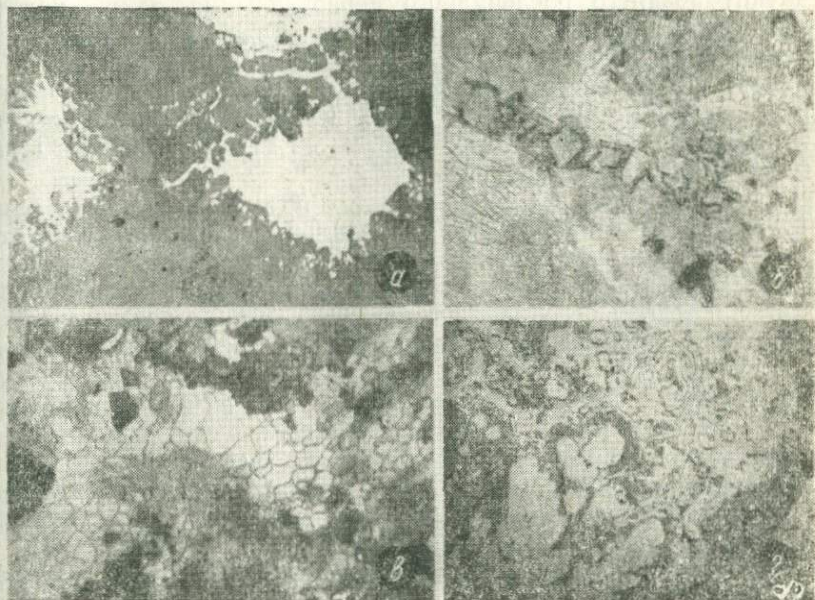


Рис. 7. Формы проявления галенита, Учкулач.

а — относительно крупные гнезда галенита с тончайшими короткими ответвлениями и ореолами акрапленности в доломите, аншл.; б — галенит (черное) в виде тончайших каемок располагается по спайности в зернах доломита, пр. шл.; в — зернистое строение галенита, проявлено травлением, аншл.; г — галенит почковидного строения, аншл.

мм, реже 0,003—0,03 мм) строение (рис. 7,в). Зерна слегка овальные, близкие к изометричным, или угловатые со сглаженными очертаниями и идиоморфные 5- и 6-гранные; реже проявляется глобулярное строение, отчетливо видна раскристаллизация глобулей и превращение их в зернистые агрегаты. Интересно, что зернистость галенита по размерности соответствует зернистости сфалерита, что свидетельствует о довольно равномерном динамометаморфическом преобразовании руд.

Широко представлен кристаллически зернистый галенит гидротермального переотложения. В колчеданных рудах он нередко образует каемки около раскристаллизованных почек пирита.

В прожилках выполнения, в брекчиевых рудах развивается в виде оторочек или каемок около обломков пород мощностью до 1—2 см. Эти оторочки наряду со сфалеритовыми и пиритовыми представлены крустификационными образованиями кристаллически зернистого строения.

В баритовом, доломитовом, кальцитовом цементе галенит развивается в интерстициях их кристаллических агрегатов, по спайности в них, т. е. имеет отчетливо эпигенетический характер (рис. 7, б).

Галенит позднего послерудного переотложения, также как и сфалерит, образует вкрапленность и гнезда размером до 1—2 см кристаллического строения в секущих прожилках кальцита.

Галенит богат элементами-примесями (табл. 7,8). Основные из них серебро (до 1084 г/т по Г. М. Чеботареву), селен (до 70 г/т), сурьма (до 110 г/т), таллий (до 445 г/т), спорадически присутствуют галлий, германий, висмут.

Халькопирит по сравнению с другими сульфидами распространен ограниченно. На участке Дальнем он практически отсутствует, в рудах Центрального развит очень неравномерно. Наиболее характерен для лежачего бока колчеданной залежи, где находится в тесной ассоциации с пиритом, борнитом. Относительно обогащены халькопиритом также руды в битуминозных доломитах вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижеучкулачской подсвиты, богатых органическими остатками (4 ритмопачка), где он ассоциирует с баритом и пиритом, развивается в виде вкрапленности, гнезд, прожилков в барите, каемок фестончатого строения по зальбандам гнезд барита. Характерны также тонкие секущие прожилки халькопирита, часто с кварцем, в песчаниках и гравелитах нижеучкулачской подсвиты.

В зонах дробления по секущим нарушениям, осложняющим рудные зоны, также широко развиты барит-халькопиритовая и кальцит-халькопиритовая ассоциации, где гнезда халькопирита достигают десятков сантиметров.

Халькопирит находится в рудах в виде двух разновидностей — скрытокристаллической и кристаллически зернистой.

Халькопирит скрытокристаллического строения тесно ассоциирует с подобными образованиями галенита, сфалерита, пирита. Вместе с ними слагает сложные колломорфно-почковидные агрегаты концентрически зонального строения, развивается по радиальным трещинам усыхания почек пирита, образует дисперсную вкрапленность в них, являющуюся результатом раскристаллизации сложных гелей при диагенезе.

Переотложенный кристаллически зернистый халькопирит образует вкрапленность, ксеноморфные гнезда в породе, развиваясь в интерстициях и по границам зерен доломита, кальцита, барита (рис. 8,а); присутствует в виде тонких прожилков и т. п. Строение его аллотриоморфнозернистое. Он находится в тесных сростаниях со сфалеритом, борнитом, блеклой рудой. Характерна ас-

социация его с пиритом, особенно в колчеданных рудах, где он образует структуры цементации, корродирует и замещает пирит.

Халькопирит позднего послерудного переотложения в виде гнезд и вкрапленности совместно с галенитом и клейофаном находится в поздних секущих прожилках кальцита.

Из элементов-примесей наибольший интерес представляет в халькопиритах серебро (до 1582 г/т), таллий (до 285 г/т, по данным Г. М. Чеботарева), присутствует также селен (до 470 г/т), галлий (2,0 г/т), индий (0,07 г/т), германий (до 11,5 г/т) марганец, никель, кобальт (до десятых долей %), редко молибден (табл.8).

Борнит присутствует в рудах участка Центрального, главным образом в лежащем боку колчеданного рудного тела.

Отчетливо наблюдается две разновидности борнита. Первая, наряду с пиритом и другими сульфидами, слагает собственно колчеданные руды. Для нее характерны сложные колломорфные, почковидные агрегаты в тесном сростании с пиритом, реже халькозином, свидетельствующие о близко одновременном их образовании. Колломорфный борнит отмечал и Г. М. Чеботарев.

Нарушенные и растащенные пирит-борнитовые почки цементируются более поздним борнитом. Эта кристаллически зернистая разновидность образует прожилки и линзы мощностью до первых десятков сантиметров. Для нее характерна ассоциация с галенитом, сфалеритом, халькозином, блеклой рудой, эмульсионные пластинчатые, решетчатые структуры распада с халькопиритом, халькозином.

Г. М. Чеботарев указывает также на присутствие гипергенного борнита, ассоциирующего с кальцитом и гидроокислами железа в периферийных оторочках замещения.

Блеклая руда — второстепенный или редкий минерал руд. Присутствует постоянно во всех типах руд в виде мельчайших (тысячные, сотые доли мм) изометричных, каплевидных, иногда шестигранной формы включений чаще всего в галените, реже в сфалерите, борните; в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, борнитом образует тончайшие секущие прожилки. По данным Г. М. Чеботарева, блеклая руда представлена в основном теннантитом, реже тетраэдритом и содержит примеси свинца, цинка, кадмия, серебра, ртути.

Барит входит в состав почти всех типов руд; слагает пластовые баритовые тела, реже секущие жилы, присутствует в сульфидно-карбонатных прожилках. Большая часть барита приходится на существование баритовые, барит-галенит-сфалеритовые и барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые руды.

Замечено, что наивысшие концентрации барита связаны с субогласными зонами дробления и приоткрывания на крыльях и в сводовых частях антиклинальных складок, где руды обогащались в результате переотложения раннего седиментационно-диагенетического барита. Характерно в целом уменьшение масштабов

проявления барита снизу вверх по разрезу, хотя высокие концентрации его отмечаются на разных стратиграфических уровнях.

На седиментационно-диагенетическое происхождение барита указывают послойная вкрапленность различной интенсивности до слоев сплошного барита часто ритмически полосчатого строения, баритовые конкреции, псевдоморфозы барита по створкам и ядрам раковин, и обломки баритовых и барит-сульфидных руд в перекрывающих баритовые пласты слоях. Барит развит также в виде равномерно распределенных гнезд в отдельных пластах доломита, выполняет цемент гравелита и туфогравелита.

Форма первичного залегания седиментационно-диагенетического барита сохраняется, но сам он равномерно раскристаллизован, что обусловлено его физическими свойствами (Пустовалов, 1956). В рудах наиболее широко развит пластинчатый белый или бесцветный, отчетливо эпигенетический (регенерированный) барит. В участках брекчирования руд и полостях отслоения призматические кристаллы достигают 1—7 см, характерны сростки их радиальнолучистого строения. Регенерированный переотложенный барит образует оторочки вокруг обломков пород и руд, слагает цемент, прожилки. На образование их в результате перераспределения вещества указывает то, что они не выходят за пределы рудного горизонта, а вне его переходят в карбонатные.

Регенерированный барит тесно ассоциирует с крупнокристаллическим доломитом, кальцитом, галенитом, сфалеритом. Сульфиды располагаются вокруг гнезд барита, по границам его кристаллов и трещинкам в них (рис.8).

Барит позднего послерудного переотложения в ассоциации с кальцитом слагает прожилки (до 1 см) и жилы до 0,5—1 м в зонах разрывных нарушений, пересекающих рудные тела. Они содержат обычно включения клейофана, галенита, халькопирита.

Химический состав барита различных разновидностей близок к обычному (табл.9). Наиболее характерная примесь — стронций (0,36—1,75% SrO). Отмечаются также серебро, кадмий, свинец, цинк, связанные в основном с механической примесью сульфидов.

К а л ь ц и т — один из самых распространенных жильных минералов руд. Особенно широко он развит в регенерированных прожилковых, кокардовых, брекчиевых рудах, где совместно с доломитом, баритом, реже кварцем слагает прожилки, цемент брекчий. В доломит-кальцит-галенитовых рудах встречаются участки (северное крыло антиклинали, участок Центральный), где кальцит является единственным жильным минералом. В рудных зонах кальцит повсеместно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пиритом. Этот кальцит представлен белыми и сероватыми агрегатами мелко-среднезернистого строения.

Широко и повсеместно развит кальцит позднего послерудного переотложения, крупнокристаллический белый, розоватый. Он слагает различно ориентированные прожилки, цементирует об-

ломки пород и руд. В прожилках кальцита вблизи рудных тел в виде вкрапленности и гнезд присутствуют кристаллический галенит, клейофан, халькопирит. Отмечается также ассоциация кальцита с кварцем, палыгорскитом.

Г. М. Чеботарев отмечает гипергенный кальцит в кавернозных известняках и доломитах вблизи поверхности и в зонах окисления рудных тел и редко встречающийся арагонит.

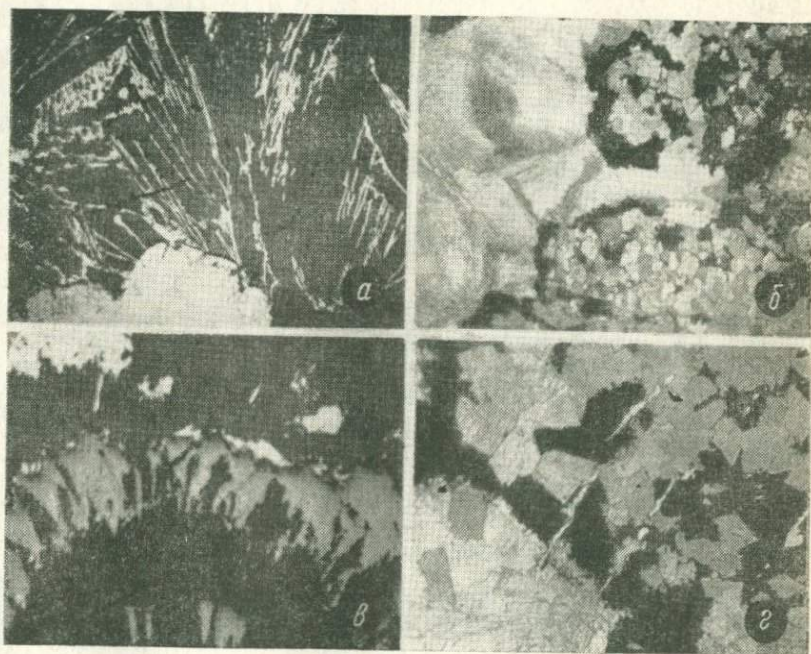


Рис. 8. Разновидности барита и взаимоотношения его с сульфидами, Учкулач.

a — халькопирит (белое), развивается по границам пластинчатых кристаллов барита, аншл.; *b* — развитие сфалерита (черное) по границам агрегатов радиальнолучистого барита и мелкозернистого доломита, пр. шл.; *v* — сфалерит (серое), развивается по радиально-лучистому агрегату барита (черное), аншл.; *z* — тонкие прожилки барита (белое), секут агрегаты сфалерита (черное) и доломит (серое), пр. шл.

Из примесей в кальците постоянно присутствуют свинец, цинк, медь, марганец и др.

Доломит наряду с кальцитом и баритом развит на месторождении очень широко. Можно выделить два его генетических типа — седиментационно-диагенетический и регенерированный (переотложенный, перекристаллизованный и позднего пострудного преобразования).

Седиментогенный доломит равномернозернистый, пелитоморфный, загрязнен глинисто-углистым веществом. В процессе диагенеза он перекристаллизовывается, приобретает пятнистую окраску, органические остатки замещаются тонкозернистым пелито-

Химический состав баритов месторождения Учкулач (вес. %)

Номер пробы	Типы и разновидности руд	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O
Участок							
892-У	Брекчиевые барит-сфалерит-галенитовые	0,32	Н/о	0,11	0,87	1,90	Н/о
1209-У	То же	0,86	0,40	0,14	1,57	3,80	0,09
1218-У	Прожилково-гнездовые пирит-сфалеритовые	0,30	Н/о	0,06	0,92	0,76	Н/о
5-УМ	Массивные и брекчиевидные существенно колчеданные	0,50	Н/о	Н/о	0,50	0,60	0,10
249-б-У	Кремнисто-барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые	0,10	Н/о	0,03	0,51	0,20	Н/о
544-У	То же	0,10	Н/о	0,06	0,87	0,20	Н/о
2208	Гетит- и гематит содержащий доломит	—	—	—	0,91	—	—
Участок							
1082-У	Массивные и брекчиевидно-пятнистые барит-галенит-сфалерит-пиритовые	0,54	0,40	0,06	1,29	1,80	0,09
1547-У	То же	0,12	Н/о	0,03	1,12	2,30	Н/о
1010-У	Брекчиевые и ритмически-полосчатые существенно баритовые	1,02	0,40	0,06	1,12	1,60	0,09
1800-У	То же	0,14	Н/о	0,03	1,26	1,70	Н/о
1132-У	Прожилково-гнездовая барит-галенитовая руда в доломите с прослоями гравелита	3,80	Н/о	Сл.	0,45	Н/о	Н/о
1134-У	То же	0,60	Н/о	Н/о	0,28	Н/о	Н/о
1143-У	—	2,82	Сл.	Н/о	0,90	Н/о	Н/о
1098-У	Прожилки барит-сфалеритового состава среди доломита с прослоями гравелита	2,90	Н/о	0,08	1,01	0,40	Н/о
1586-У	Гнезда крупнопластинчатого барита в доломите с прослоями гравелита	Н/о	1,40	0,17	1,20	1,80	0,09
1639-а-У	Гнезда барита среди гравелита	4,98	Н/о	Н/о	0,40	Н/о	Н/о
1536-У	То же	6,30	Н/о	0,03	1,20	1,20	0,08
1095-У	Гравелит с баритовым цементом	1,54	Н/о	Сл.	1,09	Н/о	0,09
1856-У	Прожилки барита в лава-липаритового порфира	1,58	Н/о	Сл.	0,20	0,40	0,09
1425	Пострудный белый крупнопластинчатый барит из цемента брекчин доломита	—	—	—	0,45	—	—

Примечание. В таблице использованы анализы Г. М. Чеботарева

Таблица 9

K ₂ O	CO ₂	BaO	SrO	SO ₃	—H ₂ O	П. п. п.	ε
Дальний							
H/o	H/o	59,35	1,70	35,64	H/o	0,54	99,80
0,04	5,90	54,01	1,52	31,65	H/o	H/o	90,98
H/o	H/o	62,21	0,79	34,47	H/o	0,34	99,85
0,06	H/o	57,50	1,40	30,96	H/o	H/o	99,55
H/o	H/o	62,90	1,34	34,64	H/o	H/o	99,72
H/o	H/o	62,41	1,52	34,42	H/o	0,38	99,99
—	—	60,74	0,48	—	—	—	—
Центральный							
0,06	2,08	57,55	1,13	34,86	H/o	H/o	99,86
H/o	H/o	58,79	0,58	34,73	H/o	1,94	99,61
0,06	2,10	57,94	1,75	34,64	H/o	H/o	100,78
H/o	H/o	58,81	0,58	34,94	H/o	2,54	100,00
H/o	H/o	61,07	1,30	34,09	H/o	0,16	100,87
H/o	H/o	62,91	1,30	35,09	H/o	H/o	100,18
H/o	H/o	60,31	1,75	34,35	H/o	H/o	100,16
H/o	H/o	59,66	1,52	34,57	H/o	0,28	100,40
0,04	2,08	57,95	1,44	33,40	H/o	H/o	99,54
H/o	H/o	59,52	1,52	33,64	H/o	0,22	100,28
0,06	1,22	55,78	0,96	33,79	H/o	H/o	100,62
0,08	1,00	59,26	1,13	34,81	H/o	H/o	99,00
0,06	H/o	61,22	1,07	35,05	0,26	0,28	100,21
—	—	62,41	0,06	—	—	—	—

морфным доломитом, укрупняется содержащаяся в нем сингенетичная тонкораспыленная вкрапленность пирита.

Регенерированный доломит представлен отчетливо перекристаллизованными кристаллически зернистыми, идиоморфными (ромбическими) серовато-белыми агрегатами; ассоциирует с кальцитом, баритом, реже кварцем; слагает брекчиевые, кокардовые, прожилковые руды. Сульфиды образуют в доломите тончайшую вкрапленность гнезда, оторочки по зонам роста ромбических кристаллов, каемки вокруг гнезд и прожилков.

Доломит позднего послерудного переотложения образует мало-мощные секущие прожилки, в которых он ассоциирует в основном с кальцитом, редко баритом и переотложенными галенитом и сфалеритом. Из примесей в доломите отмечаются свинец, цинк, медь, марганец и др.

Геохимические особенности

Главные компоненты руд месторождения Учкулач — свинец, цинк, барит, сера, а в рудах участка Центрального еще и медь. Из примесей для них наиболее типичны кадмий, таллий, серебро, галлий, германий, стронций (в связи с баритом); постоянно присутствуют также мышьяк, сурьма, селен, никель, кобальт; спорадически и в незначительных концентрациях отмечаются висмут, индий, теллур, молибден, ртуть и др.

По сравнению с месторождениями колчеданно-полиметаллической и халькопирит-сфалерит-колчеданной формаций содержания элементов-примесей в рудах Учкулача в целом значительно ниже.

Распределение попутных компонентов в рудах связано с преобладанием тех или иных минералов-концентраторов. Так, существенно колчеданные руды по сравнению с другими типами обладают наиболее высокими содержаниями таллия, что связано с широким развитием в них пирита и марказита. Для этих руд характерно также присутствие серебросодержащих халькопирита, борнита, блеклой руды.

Барит-колчеданно-галенит-сфалеритовые руды характеризуются более высокими, по сравнению с существенно колчеданными рудами, содержаниями селена вследствие того, что галенит является его концентратором, а также кадмия, галлия, германия за счет сфалерита.

Содержание примесей отчетливо зависит от степени сульфидности руд. Так, на примере участка Центрального наблюдается снижение содержаний таллия от массивных существенно колчеданных руд к прожилково-кокардовым того же состава.

Ниже рассматривается поведение в рудах главнейших элементов-примесей.

Кадмий в рудах месторождения Учкулач, как и в других месторождениях подобного типа, — весьма устойчивая характерная примесь, содержится в количестве от 40—70 до 200—400 г/т.

На примере второй рудной залежи участка Дальнего отчетливо видно, что в брекчиевых барит-сфалерит-галенитовых рудах центральной (ядерной) части содержания кадмия на порядок выше, чем в оторочках, сложенных барит-пирит-сфалеритовыми рудами. Это связано с высокими содержаниями в этих рудах сфалерита, который является концентратором и носителем кадмия. Последний распределяется в сфалерите довольно равномерно в количестве от 350 до 3000 г/т (табл.8). Г. М. Чеботарев (1965) отмечает прямую зависимость содержаний кадмия от железа в сфалерите. Концентрация кадмия в пирите, халькопирите, галените невысокая (тысячные — сотые доли процента).

Серебро связано главным образом с сульфидами и в значительной степени зависит от соотношения их в рудах. Так, на примере колчеданной залежи участка Центрального видно, что в прожилково-кокардовых марказит-пиритовых рудах содержание почти в 2 раза ниже, чем в сплошных барит-пирит-галенит-сфалеритовых.

Наблюдается снижение содержаний серебра в рудах с востока (участок Центральный) на запад (участок Дальний), что подчеркивал ранее и Г. М. Чеботарев. С другой стороны отчетливо отмечается увеличение количества серебра от нижних горизонтов месторождения барит-галенит-сфалеритовых руд к более верхним горизонтам — существенно колчеданным рудам (табл.4,6). Это связано, вероятно, как с общими закономерностями поведения серебра в рудном процессе, так и с составом руд.

Наивысшие концентрации серебра (тысячи г/т) находятся в минералах меди — халькопирите, борните, блеклой руде, весьма характерных для колчеданных руд.

Носителем серебра является галенит, в котором его содержание распределено довольно равномерно в рудах различных типов (100—400 г/т) и лишь в отдельных случаях достигает 1084 г/т (по данным Г. М. Чеботарева).

В пирите и сфалерите из колчеданных руд серебра (200—400 г/т) в 1,5—2,5 раза больше, чем из барит-галенит-сфалеритовых.

Исследования, проведенные Т. Н. Шадлун, Г. Л. Васильевой, Н. В. Троневой, основанные на большом количестве замеров лазерного микроспектрального анализа, показали, что для пирита и сфалерита колчеданных руд свойственны высокие коэффициенты корреляции серебра с медью, свинцом, мышьяком, т. е. присутствие серебра связано с минералами меди, которые вместе с галенитом, сфалеритом находятся в виде тонкодисперсных сростаний. В пирите же из барит-галенит-сфалеритовых руд отмечается корреляция серебра с никелем и кобальтом, в сфалерите также нет корреляции серебра со свинцом, т. е. серебро связано с этими минералами.

Г. М. Чеботарев отмечает присутствие в рудах акантита, пирсита, самородного серебра.

Селен повсеместно находится в рудах в заметных количествах, что отличает месторождение Учкулач от других ему подобных. Распределяется селен в рудах довольно неравномерно (табл. 4, 6), отчетливо видна зависимость содержаний селена от степени обогащенности руд галенитом, являющимся его концентратором. Содержания селена в галенитах очень невыдержанны — от 0,5 до 120—169 г/т (табл. 7, 8). Так, в галенитах второй рудной залежи участка Дальнего количество селена снижается от верхних частей залежи к нижним (по ее падению).

Селен присутствует в пирите (до 40,8 г/т), менее характерен для сфалерита (до 2 г/т) и халькопирита (до 13 г/т).

Таллий в рудах месторождения Учкулач содержится в повышенных количествах. Наиболее богаты таллием существенно колчеданные (колчеданная залежь на участке Центральном) и руды с высоким содержанием пирита (первое рудное тело на участке Дальнем) в верхних горизонтах месторождения (табл. 4, 6). Так, на участке Дальнем в массивных марказит-пиритовых рудах концентрации таллия достигают 79 г/т, тогда как в барит-галенит-сфалеритовых рудах они составляют 2,8—9,8 г/т. Это связано с тем, что дисульфиды железа являются концентраторами и носителями таллия, в них содержания таллия наивысшие — до 1650 г/т в колломорфных пирит-марказитовых и марказит-мельниковитовых агрегатах (Чеботарев, 1964).

На примере Центрального участка (табл. 6) отчетливо видно, что в пиритовых концентратах из массивных марказит-пиритовых руд, сложенных почковидными образованиями пирита, марказита, мельниковита, содержания таллия значительно выше (257 г/т), чем из прожилково-кокардовых руд, сложенных хорошо перекристаллизованным пиритом, марказитом (74,5 г/т).

Из прочих сульфидов, по данным Г. М. Чеботарева (1964), интерес представляют халькопирит, в котором таллий постоянно присутствует в достаточно высоких концентрациях (до 258 г/т) и галенит (до 39 г/т).

Галлий в рудах различных типов находится в незначительных количествах. Концентрация его отчетливо выше в рудах, богатых сфалеритовой составляющей (табл. 4, 6). Это связано с тем, что сфалерит является концентратором и носителем галлия, содержание которого составляет от 5 до 70 г/т, резко поднимаясь до 350 г/т в послерудном кристаллически зернистом сфалерите (Чеботарев, 1965). В незначительных количествах (несколько граммов на тонну) встречается галлий в пирите, галените (табл. 7, 8).

Германий отмечается в рудах спорадически. По данным Г. М. Чеботарева (1965), он, как и галлий, чаще и в наивысших количествах находится в сфалеритах — 5—146 г/т, поднимаясь в послерудном сфалерите до 350 г/т.

Г. М. Чеботарев, Ю. А. Волков, И. Х. Хамрабаев (1975) описали в сфалерите из колчеданных руд мельчайшие включения

реньерита — сложного сульфида меди, железа, германия, с чем и связывают неравномерность распределения германия в рудах и сфалерите.

Из прочих сульфидов германий (единичные граммы на тонну) встречается в галените, халькопирите (табл.7,8).

Сурьма и мышьяк находятся в рудах в незначительных количествах и распределены очень неравномерно. В существенно колчеданных рудах концентрации их несколько выше, чем в барит-галенит-сфалеритовых. Связаны они прежде всего с присутствием блеклых руд — теннантита, тетраэдрита, смешанной, бурнонита, энаргита (по данным Г. М. Чеботарева). Кроме того, сурьма находится в виде примесей в галените, сфалерите, а мышьяк — в дисульфидах железа.

Никель и кобальт постоянно присутствуют в рудах главным образом за счет пирита — их концентратора и носителя. Как отмечает Г. М. Чеботарев (1965), во всех разновидностях пирита никель преобладает над кобальтом, что, по мнению некоторых исследователей, свидетельствует о его осадочном генезисе. Этот же автор указывает, что в тонкозернистом и тонкоглобулярном пирите из пород устькуруксайской свиты концентрации обоих элементов (300 г/т никеля и 140 г/т кобальта) выше, чем в колломорфных дисульфидах железа из существенно колчеданных руд (соответственно 20—100 и 30—70 г/т). Отмечается также присутствие никелистого пирита.

Исследования, проведенные Т. Н. Шадлун, Г. Л. Васильевой, Н. В. Троневой, основанные на использовании лазерного микроспектрального анализа, также подтвердили частое преобладание никеля над кобальтом даже в отдельных точках зерен пирита в пределах аншлифа. Отмечено присутствие карролита (Шадлун и др., 1979). Кроме того, они установили, что отношение кобальта к никелю в пиритах несколько снижается от центральных частей рудных залежей к висячему и лежащему боку.

Индий также находится в рудах в небольших количествах (0,2—0,8 г/т), поднимаясь на порядок (1,6—3,8 г/т) лишь в отдельных пробах из барит-колчеданно-галенит-сфалеритовых руд участка Центрального (табл.4,6). В сульфидах индий отмечается повсеместно (табл.7,8) в очень низких концентрациях (0,2—0,7 г/т).

Стронций — типичная примесь барита — распределяется в нем довольно равномерно в количестве 0,58—1,75% окиси стронция и, следовательно, свойствен рудам с баритовой составляющей.

Бариты различных типов руд практически не отличаются по содержаниям стронция. В пострудном барите они минимальны (табл.9).

Из прочих примесей, мало характерных для руд, можно отметить молибден (сотые доли процента), висмут в единичных пробах галенита (до 60 г/т, по Г. М. Чеботареву), борнита; золото — в халькопирите, борните, галените, пирите в количествах

сотых, редко десятых граммов на тонну; теллур спорадически в галените и пирите (до 12 г/т); ртуть также в отдельных пробах галенита и сфалерита (соответственно 0,3 и 60 г/т, по Г. М. Чеботареву).

Особенности формирования руд

Об условиях образования руд месторождения Учкулач высказывались различные суждения. На раннем этапе изучения его относили к гидротермальным образованиям (Н. А. Смирнов, Н. А. Лосев, Б. Н. Наследов, Н. П. Подкопаев, Г. В. Касавченко). Впоследствии эту точку зрения наиболее активно развивал Г. М. Чеботарев (1966 и др.), который приводит следующие доказательства: широкий размах свинцово-цинковой минерализации в геологическом разрезе месторождения (от D_2 до C_2), структурно-тектонический контроль оруденения как фактор локализации, представление о тектонической природе рудовмещающих брекчий, наложенный характер текстур руд, признаки метасоматоза, отсутствие пространственной дифференциации свинцовых, цинковых, медных руд и др.

По Г. М. Чеботареву, месторождение сформировано в два этапа.

1. Седиментационно-диагенетический, когда образовались изоморфная или сорбированная примесь свинца, цинка, меди, железа, бария и небольших скоплений пирита и марказита в породах усть-куруксайской свиты. 2. Этап гидротермального рудообразования, связанного с проявлением послесреднекарбовой тектоники, в процессе которого сформировались промышленные рудные тела. На этом этапе выделено три стадии: кварц-сульфидная, барит-сульфидная и кальцит-сульфидная. Предполагается, что активатором гидротермального процесса явились спилито-диабазы, контролируемые зоной Южно-Писталитауского глубинного разлома.

Вместе с тем, рассматривая генезис флюоритовой минерализации, тесно ассоциирующей с полиметаллической, Г. М. Чеботарев (1967) допускает возможность образования флюорита различными путями: в процессе эпигенеза за счет фтора вмещающих пород, гидротермальным путем и, наконец, в связи с поствулканическими процессами.

Э. Искандеров (1970) на основе экспериментального моделирования условий формирования полиметаллических руд и изучения теплофизических и химических свойств рудовмещающих пород также делает заключение о гидротермальном генезисе месторождения Учкулач.

Резко противоположные взгляды высказываются в конце пятидесятых годов (Хамрабаев, 1958; Набиев, 1959; Абрамович, Троянов, 1964 и др.). Согласно им, первичная рассеянная минерализация свинца и цинка формировалась одновременно с вмещающей карбонатной толщей, на что указывает осадочный генезис долами-

тов, девонский возраст оруденения по данным изотопного состава свинца, зараженность вмещающих пород района свинцом и цинком, преимущественно пластовая форма рудных тел.

Впервые предположение об осадочно-метаморфогенном генезисе месторождения в 1953 г. высказал Е. К. Тепикин. По его мнению, источником свинца при формировании месторождения служили девонские рудовмещающие породы. В процессе динамометаморфизма при участии поровых вод сингенетичный свинец мигрировал в структурно благоприятные участки, где и образовались его промышленные скопления.

Эти представления, а также установленные Е. Л. Абрамович (1968) закономерности формирования сингенетично-эпигенетического свинцового оруденения в карбонатных толщах Калканаты впоследствии легли в основу представлений о первично-осадочной природе Учкулачского месторождения. Е. Л. Абрамович и М. Д. Троянов (1964) показали сложность процессов диагенетического и последующего метаморфического преобразования руд и высказали предположение, что источником металлов являлись подвергшиеся эрозии кислые вулканогенные формация девона и залегающие в них более древние эндогенные месторождения цветных металлов. М. Д. Троянов (1966) подчеркивает, что процессы метаморфизма привели к перераспределению сульфидов в пределах рудовмещающих свит и обусловили формирование их промышленных скоплений.

В дальнейшем эти представления нашли отражение в работах И. В. Плещенко, В. М. Панина, Е. Л. Абрамович (Плещенко, Панин и др., 1971; Абрамович, Плещенко, Панин, 1975).

И. Х. Хамрабаев (1958), рассматривая генезис руд, в качестве одного из вариантов выдвигает представление о возможном вулканогенно-осадочном происхождении месторождения — из фумарол в подводных условиях в связи с девонским вулканизмом. В. М. Панин (1974), основываясь на установленном им присутствии эффузивных пород в разрезе живетских отложений, переслаивании их с карбонатными породами, рудами и других фактах, развивает эту точку зрения и высказывается за пневмато-гидротермально-осадочный генезис месторождения в целом, выделяя при этом различные генетические типы руд: пневмато-гидротермальные, эксгаляционно-осадочные, сингенетично-эпигенетичные, эпигенетичные. Он выделяет три главных этапа в формировании полиметаллического оруденения — доседиментационный, седиментационный и постседиментационный. С первым этапом связывается образование вкрапленной и прожилково-вкрапленной свинцово-цинковой минерализации в эффузивах бандской ритмосвиты (вулканогенный комплекс), со вторым — образование эксгаляционно-осадочных и осадочных промышленных руд от нижнего живета до франа. Отложение металлов при этом связывается с подводными эксгаляциями и размывающимися эффузивами. С постседимента-

ционным этапом связывается эпигенетическое оруденение, масштабы и перспективы которого, по мнению В. М. Панина, не изучены.

Результаты наших исследований, а также анализ существующих воззрений на генезис показывает, что особенностью формирования Учкулачского месторождения является сочетание признаков седиментационно-диагенетического, вулканогенного, гидротермального генезиса, а также регенерации.

К признакам сингенетического происхождения руд относятся: повышенные содержания свинца и цинка в карбонатных породах девона, присутствие в доломите и известняке тончайшей сыпи галенита, сфалерита, пирита, концентрации полиметаллических руд в связи с седиментационными брекчиями, приуроченность свинцово-цинковой минерализации к строго стратифицированным толщам карбонатных пород, низкие содержания стронция в барите (менее 2%) и т. п. При рациональном анализе руд участка Дальнего по методу А. А. и А. Г. Куденко (1971) определены сульфидная, карбонатная формы нахождения свинца, а также установлено, что определенная часть свинца и цинка присутствует в виде «свободной» — изоморфной примеси в доломите. Это обстоятельство позволяет допустить определенную долю рассеянного свинца и цинка в рудовмещающих породах (Панкратьев и др., 1978). И, наконец, изотопный состав свинца галенитов указывает на их девонский возраст, что отмечали И. Х. Хамрабаев (1958), В. М. Панин (1974, 1979).

О связи оруденения с процессами вулканизма свидетельствует приуроченность месторождения к полосе развития кислых вулканогенных образований, чередование сульфидных руд и вулканогенно-осадочных пород в разрезе, наличие пирокластической примеси в карбонатных рудовмещающих породах, широкое распространение в карбонатных отложениях, рудах и вулканогенных образованиях барита, источником которого, вероятно, являлся вулканизм.

Рассматривая возможную связь стратиформных месторождений свинца и цинка с вулканизмом в региональном плане, следует подчеркнуть, что признаки этой связи отмечались и для месторождений хр. Каратау, Зап. Таласа и г. Молдотау (Митряева и др., 1965; Ковриго, 1966; Бурыхина и др., 1971). Рудные компоненты могли вноситься в бассейн осадконакопления гидротермами, связанными прямо или косвенно с вулканическими очагами. Ранее идею о связи свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау с подводным вулканизмом высказывали С. Е. Колотухина (1956), а затем Г. Н. Щерба (1964). Для рудовмещающих образований хр. Каратау характерно присутствие кремнистых образований, которые служат косвенным признаком проявления синхронной вулканической деятельности, и свидетельствуют об образовании ассоциирующих с ними руд в удалении от очагов извержения (Ли, Митряева, 1978). Отмечается также проявление здесь эффузивной деятельности (Беспалов, 1940).

На месторождениях Учкулачского рудного поля в рудовмещающих живецких отложениях имеются признаки осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований (туфов, тефроидов и др.), свидетельствующих о вполне вероятном проявлении вулканизма в живецкое время. Вместе с тем максимумы вулканической активности и рудообразования не совпадают во времени. Так, более 95% вулканитов слагает подрудную толщу (бандскую свиту), а промышленные рудные залежи локализируются в перекрывающих ее отложениях. Это свидетельствует о связи процессов рудообразования с заключительной фазой вулканизма, совпадающей с режимом погружения южной окраины Срединного Тянь-Шаня, который сменил кратковременный орогенический всплеск, сопровождавшийся формированием наземных вулканогенных формаций.

Как известно, девонские вулканогенные образования Срединного Тянь-Шаня относятся к орогенной дацит-липаритовой или андезит-дацит-липаритовой формации. Наличие в вулканогенном комплексе Учкулачского рудного поля лав андезитового состава и находки девонской фауны среди андезит-базальтов Чимкурганской свиты в восточной части Учкулачского рудного поля (по устному сообщению Н. М. Ларина), позволяющие сопоставлять их по возрасту с вулканитами бандской свиты, указывают на возможность параллелизовать их с аналогичной контрастной базальт-трахилипаритовой формацией Центрального Казахстана, с которой Г. Н. Щерба (1964), В. Г. Ли, Н. М. Митряева и др. (1978) связывают месторождения атасуйского типа.

Обращаясь к другим районам распространения стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах в Срединном Тянь-Шане, можно констатировать, что большинство их также пространственно ассоциирует с вулканогенными образованиями (Кульчулак, Сумсар) или находится в зонах разломов, контролирующих очаги магматизма (Жан, Конигут и др.). При этом намечается общая тенденция расположения их над вулканическими постройками и отставание во времени процессов рудной седиментации от максимальной активности вулканизма. Примеры других регионов развития стратиформных месторождений свинца и цинка показывают, что процессы рудообразования могут значительно отставать от активных фаз вулканизма. Например, в юго-восточной части штата Миссури погребенный вулканический кратер Фернас-Крик и система диатрем Эйвон находятся среди печаников кембрийского возраста, а свинцово-цинково-баритовые руды — в доломитах ордовика (Снайдер, Гердеман, 1972). Такой отрыв процессов оруденения от вулканической деятельности во времени показывает, что рассматриваемые месторождения, по-видимому, связаны с глубоко расположенными магматическими очагами, тепловое поле их служило мощным рудообразующим фактором и после прекращения вулканических эксплозий. Эти месторождения можно рассматривать как удаленно-вулканогенные или «надвулканические».

Таким образом, на примере Срединного Тянь-Шаня видно, что месторождения, пространственно сопряженные с девонской вулканической дугой, обнаруживают более отчетливую связь с вулканизмом (Учкулач, Кульчулак, Сумсар), чем месторождения, находящиеся в тылу ее (хр. Каратау, Северо-Чаткальская подзона). Очевидно существуют месторождения, закономерно отражающие степень такой связи. Учкулачский тип в этом ряду занимает промежуточное положение между каратауским и атасуйским типами, приближаясь к последнему.

Нам представляется, что рудообразование в Учкулачском рудном поле происходило на фоне затухающей вулканической деятельности преимущественно подводного характера в прибрежно-морских условиях, а также в условиях мелкого залива (мелкозаливной иловой зоны, по В. И. Попову, И. В. Плещенко, В. М. Панифу). Периодически изолированность мелкого залива нарушалась и происходило некоторое его опреснение, что отразилось на изменении состава пород — смене доломитов известняками, пелитовыми и грубообломочными породами, и соответственно на изменении состава руд — с черными битуминозными доломитами ассоциируют колчеданные руды, с гравелитами — существенно баритовые и т. п.

Сейсмическая активность района обуславливала формирование горизонтов седиментогенных брекчий рудного и нерудного состава за счет разрушения положительных форм рельефа поверхности морского дна, рифовых построек, оползневых явлений и т. п. Наличие седиментогенных брекчий, вмещающих значительную часть оруденений, формировавшихся на различных стратиграфических уровнях и в различной фациальной обстановке, свидетельствует о существовании долгоживущих структур (Южно- и Северо-Учкулачская), вдоль которых периодически проседали рудолокализирующие впадины.

Строгая приуроченность промышленного оруденения месторождения Учкулач к определенным литолого-стратиграфическим подразделениям, характер накопления рудного вещества, форма его нахождения убедительно свидетельствуют о синхронном накоплении рудовмещающих пород и рудного материала. Кроме того, в разрезе живецких отложений имеются баритовые пласты ритмически-полосчатого строения явно седиментогенно-диагенетического происхождения. Наблюдается отчетливая пространственная дифференциация текстурно-минералогических типов руд, в также однотипность состава и масштабов оруденения на одних литолого-стратиграфических уровнях.

Признаки гидротермально-осадочного происхождения руд значительно стерты последующими процессами регенерации и являются реликтовыми. К ним относится наличие обломков руд и баритовых слоев, реликты слоистых сульфидных и ритмически-полосчатых баритовых руд и др.

Наряду с явно седиментационно-диагенетическими формами отложения вещества в рудах устанавливаются признаки метасо-

матического отложения сфалерита, галенита, пирита (каемки замещения, признаки коррозии и т. п.). В настоящее время трудно говорить о времени их проявления, однако примеры хорошо изученных месторождений подобного типа, например, Озерного (Дистанов и др., 1972) указывают, что вполне вероятно совмещение эндогенного привноса рудного вещества с осадочным способом отложения руд из придонных рассолов с одновременным метасоматозом. С другой стороны, проявление гидротермально-метасоматических процессов возможно и в связи с регенерацией руд в широком смысле этого термина, как это отмечает Г. Н. Щерба (1977) для алтайских свинцово-цинковых месторождений.

Отчетливо наложенный характер отложения с признаками гидротермального выполнения и метасоматоза отмечается для пирит-галенит-сфалеритовых руд в вулканогенной толще бандской свиты. Предполагается, что они являются частью корневой системы месторождения.

Одна из главных особенностей Учкулача — глубокая регенерация руд, которая обусловила современный их облик. Она проявилась, главным образом, в переотложении и перекристаллизации минералов, менее — в пластических и хрупких деформациях и т. п.

Интенсивность и форма проявления регенерации различна. В сравнительно хрупких минералах (пирит, марказит) наиболее проявлены процессы дробления и истирания колломорфных агрегатов. Следствием этого является наличие катакластических структур, зеркал скольжения, будинирования в существенно пирит-марказитовых рудах. Обломки почковидных и колломорфных агрегатов пирита цементируются более тонкораздробленным его материалом, а также галенитом и сфалеритом. Результатом динамометаморфизма является также перекристаллизация колломорфного пирита, марказита и тонкоглобулярного пирита в кристаллически зернистые агрегаты. Характерно полиморфное превращение марказита в пирит с сохранением пластинчатых форм, свойственных марказиту. При деформации пластичных минералов галенита и сфалерита характерно развальцевание и пластические деформации их агрегатов. Широко представлены относительно крупные гнезда галенита, состоящие из ориентированных линзовидных агрегатов, травление которых выявляет их относительно однородное зернистое строение, сходное со строением сфалерита, что свидетельствует о довольно равномерном динамометаморфическом преобразовании руд. При перекристаллизации сфалерита наблюдается, как и для пирита, превращение колломорфных агрегатов в кристаллически зернистые. Укрупнение тонкорассеянного седиментогенного сфалерита сопровождается перекристаллизацией и укрупнением зерен доломита.

Переотложение сульфидов приводит к образованию оторочек около обломков пород, мономинеральных гнезд халькопирита, галенита в метаморфизованных рудах. Процесс переотложения

также отчетливо выражен и для барита. Формы его выделения — кокардовые, друзы, крупнопластинчатые, фестончатые, свидетельствуют о формировании барита в свободных полостях. Признаки первичного его распределения сохраняются редко. Это связано, как известно, с его физическими свойствами, которые обуславливают его перемещение и перекристаллизацию при диагенезе и метаморфизме (Пустовалов, 1956; Савельев, 1977).

В распределении руд отмечается своеобразная зональность. Центральные части рудных тел, например, второй рудной залежи, обогащены полезными компонентами (баритом, галенитом, сфалеритом) по сравнению с периферийными. Это связано, по-видимому, с одной стороны, с зональностью, заложенной в период гидротермально-осадочного рудоотложения, с другой — с интенсивным перераспределением (перетеканием) вещества в зоне наименьшего давления и обогащением именно центральных частей за счет их приоткрывания при складкообразовании. На это указывают и текстуры руд, здесь они более катакластические, брекчиевые. Подобные явления отмечаются в замках складок, во флексурных перегибах, зонах отслаивания, трещиноватости и т. п.

На переотложенный характер сульфидов указывает также нередко отмечающаяся зависимость состава сульфидных оторочек от состава руд в обломках: в колчеданных рудах они пирит-марказитовые, в сфалеритовых — сфалеритовые. Та же особенность характерна для зональных прожилков выполнения. Здесь более отчетлива зависимость состава жильного выполнения от пересекаемой породы — в известняках прожилки кальцитовые, в доломитах — доломитовые, в баритовых зонах — баритовые.

Рудные тела преобразуются неравномерно. Особенно интенсивно отмечается перераспределение вдоль секущих нарушений. Однако не всегда можно отличить процессы переотложения от обычного гидротермального процесса. Поэтому не исключена возможность некоторого привноса рудного вещества, сопряженного во времени с процессами преобразования руд.

На основании анализа фактического материала по месторождению Учкулач нам представляется возможным выделить в процессе формирования руд два основных этапа: гидротермально-осадочный (гидротермально-рассолотермально-осадочный) и этап регенерации.

В первый этап, наиболее длительный, на протяжении живет-франского времени происходил привнос рудного вещества в процессе поствулканической гидротермальной деятельности. Гидротермальные растворы, используя магмовыводящие структуры, поступали в бассейн седиментации, смешивались в придонных условиях с морскими водами, охлаждались и превращались в рассолы, из которых осаждались рудные компоненты. При этом возможно примешивание вулканокластического материала, взаимодействие с морскими глинистыми и карбонатными илами. Седиментация сульфидов происходила в виде метаколлоидных рудных

илов как составной части литологического разреза. В этот этап, включающий седиментацию и диагенез, формировались основные рудные концентрации преимущественно скрытокристаллических руд, отличающихся тесными сростаниями сульфидов.

Наличие горизонтов доломитов с повышенным содержанием окисного железа и марганца, а также чередование их в разрезе с сульфидсодержащими породами свидетельствует о колебаниях окислительно-восстановительных условий в процессе осадочного лито- и рудогенеза.

В этап регенерации гидротермально-осадочные руды преобразовались очень глубоко и неизменными остались лишь в реликтах. Регенерация происходила в основном в контуре уже сформированных рудных тел и зон минерализации. В процессе перераспределения вещества улучшилось качество руд — увеличилась концентрация сульфидов, укрупнились зерна минералов.

Намечается два основных вида регенерации: гидротермально-го переотложения и динамометаморфический.

Проявление регенерации первого вида, отмечаемого Г. Н. Щербой для алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений (Щерба, 1977₁) и свинцово-цинково-баритовых стратиформных месторождений каратауского типа (Щерба, 1977₂), на месторождении Учкулач придало рудам облик гидротермальных (выполнение полостей, крустификация, метасоматическая коррозия и т. п.). Регенерация узнается в основном лишь по обломкам и реликтам первично-осадочных руд, необычному зональному строению рудных тел, унаследованному характеру зональных прожилков, состав которых тождествен составу соответствующих дислоцированных слоев, и сульфидных оторочек, отражающих состав рудных обломков, и т. п. Динамометаморфические преобразования проявлены, главным образом, в развальцевании руд вдоль тектонических нарушений, повсеместной перекристаллизации руд, деформации минералов и переотложении.

Регенерация, вероятно, связана с конседиментационной складчатостью и складчатостью орогенного этапа.

Данные по изотопному составу серы, барита и сульфидов, приведенные Г. М. Чеботаревым и В. И. Виноградовым (1967), показывают, что сульфатная сера баритов близка к сере океанического сульфата, а сера некоторых сульфидов характеризуется широким диапазоном вариаций отношений легких и тяжелых изотопов, превышающих 30‰. На этом основании они предполагают, что сульфатными растворами были подземные воды седиментационного происхождения. Образование руд, по их мнению, связано с восстановлением сульфатной серы органическим веществом вмещающих пород и последующим смешением сульфатных вод, содержащих рудные компоненты, с сульфидно-бариевым раствором, или постепенным примешиванием к подземным водам, обогащенным барием и рудными компонентами, «пустых» сульфатных вод.

Полученные нами результаты изотопного анализа, выполненные в ИГЕМе (аналитик Л. П. Носик) при содействии М. Г. Добровольской, свидетельствуют о резком отличии δS^{34} баритов (14—17‰) и сульфидов (от —3,45 до —26,53‰). На этом основании мы полагаем, что образование сульфидов связано с биогенной сульфатредукцией, которая происходила в верхнем слое ила морского дна. В этих условиях, как известно, при наличии органики восстанавливается сульфат с образованием сероводорода, обогащенного легким изотопом серы (Чухров, 1974). При взаимодействии сероводорода с металлами эндогенного происхождения образовались сульфиды с облегченным изотопным составом серы. Сера же барита унаследовалась непосредственно от сульфата морской воды, в связи с чем изотопный состав ее близок к сере морского сульфата.

Таким образом, особенности геологического строения, условий локализации, строения и состава барит-пирит-(марказит)-галенит-сфалеритового оруденения месторождения Учкулач показывают, что оно имеет черты сходства, с одной стороны, с вулкано-генными гидротермально-осадочными колчеданно-полиметаллическими месторождениями, наиболее полно охарактеризованными в работах В. И. Смирнова (Смирнов, Гончарова, 1960; Смирнов и др., 1968), П. С. Скрипченко (1966), Г. Н. Щербы (1967 и др.), Э. Г. Дистанова и др. (1972), П. В. Панкратьева, Михайловой (1971), Д. И. Горжевского и др. (1977), Г. Ф. Яковлева и др. (1978), с другой — с телетермальными (сингенетично-эпигенетическими) месторождениями в карбонатных толщах (Абрамович, Троянов, 1964; Попов, 1968; Щеглов, 1971 и др.) и, наконец, с месторождениями, подвергшимися регенерации (Щерба, 1977; Яковлев и др., 1977, 1978). В целом формирование руд обусловлено сочетанием гидротермально-осадочных процессов и последующей регенерации, что вообще характерно для стратиформных месторождений, которые рассматриваются как полигенные (Смирнов, 1970; Скрипченко, 1979).

Глава III.

ГРУППА КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Месторождения группы колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций широко проявлены в пределах Каракумо-Таджикского краевого массива — в Байсунской подзоне. Они размещаются в наложенных на докембрийский субстрат геосинклинальных прогибах, выполненных терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом пород нижнекарбонového возраста. В основании разреза этого комплекса залегают терригенно-осадочные отложения зойской свиты (C_{1V1}) — слюдястые песчаники, алевролиты с линзами мелкогалечных конгломератов, прослоями углистых алевролитов и горизонтами грубообломочных, грубо-слоистых, плохо сортированных конгломератов конусов выноса.

Основную часть разреза нижнекарбонového комплекса составляют визе-серпуховские отложения (вахшиварская свита). Они начинаются обычно проявлением среди терригенно-осадочных пород туфов, туффитов, доломитов, известковистых алевролитов, а также лав липаритового, липарит-дацитового и андезито-дацитового состава (нижневахшиварская подсвита). Выше по разрезу преобладают туфы и лавы липаритового и липарит-дацитового состава (средне- и верхневахшиварская подсвиты). Эта основная часть разреза формировалась, главным образом, в морских условиях, что обусловило сопряженность вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В верхней части визе-серпуховского разреза распространены также игнимбриты.

Нижнекарбонový терригенно-карбонатно-вулканогенный комплекс включает разнообразные субвулканические и экструзивные образования, комагматичные покровным фациям.

Состав вулканогенных образований преимущественно липаритовый и липарит-дацитовый, менее распространены породы андезито-дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава. Т. Н. Далимов (1971 и др.) подчеркивает антидромный характер вулканизма этого периода. Вместе с тем в отдельных рудных полях андезитовый вулканизм проявляется и в ранние этапы (Чакчарское, Ходжабаркинское).

Среди вулканогенных пород нижнего карбона широко распространены кислые эффузивы, чем они резко отличаются от типичных эвгеосинклинальных образований. Т. Н. Далимов (1971) относит их к липаритовой формации. В результате исследований последних лет выявлены большие отличия юго-западногиссарских вулканогенных образований от типичной липаритовой или порфировой формации (отсутствие моласс, преимущественно подводный характер, наличие андезито-базальтовых порфиритов и др.). Близкие отличительные особенности приводит Г. Ф. Яковлев и др. (1978) для сходных вулканогенных образований среднего девона — франа Рудного Алтая. Исходя из этого, полагаем, что целесообразнее относить вулканогенные породы вахшиварской свиты, также как и на Рудном Алтае, к базальт-липаритовой формации. К аналогичному выводу приходят Т. Ш. Шаякубов и С. Я. Лапидус (1979). Для пород данной формации характерна умеренная щелочность с переменным соотношением щелочей ($K \geq Na$, $Na \geq K$).

Ассоцируя с вулканогенными и осадочными образованиями нижекарбонového возраста, месторождения рассматриваемой рудно-формационной группы связаны с наложенными вулканотектоническими структурами, а также контролируются зонами субширотных разломов или узлами пересечения их с субмеридиональными разломами. Вулкано-тектонические структуры представлены изометричными или слегка вытянутыми вдоль зон субширотных разломов мульдами, которые разобщены между собой участками докембрийских пород и гранитоидов среднего палеозоя (Арапов, Михайлов, Шаякубов, 1971; Далимов и др., 1971, Панкратьев, Михайлова, 1971). Среди них различаются простые депрессии (очаговые кальдеры проседания, ступенчатые грабен-синклинали), сложные депрессии, линейные грабены, приразломные субвулканические пояса и т. п.

Большая часть из них относится к структурам длительного развития, сформированным в несколько вулканических циклов. Примером может служить Хандизинская палеовулканическая структура, которая образована в три цикла — средне-поздневизейский и раннеамюрский (серпуховский), разделенные между собой кратковременными перерывами и складчатостью (Шмелев, 1975).

Примером простой очаговой кальдеры проседания может служить описанная Т. Ш. Шаякубовым (1978) Карасан-Харкушская кальдера. Размер ее в поперечнике 4—5 км, амплитуда провала составляет от 70—100 м в периферических частях, до 1000 м в центре структуры. К структурам типа ступенчатых грабен-синклиналей относится Хандизинский палеовулкан. Ограничивающие его выступы метаморфического комплекса по крутопадающим разломам ступенчато погружаются по направлению главной оси депрессии. Образование структуры этого типа представляется как заполнение ступенчатого грабена продуктами деятельности сна-

чала липаритовых, а затем андезитовых вулканических извержений.

Линейный грабен отчетливо выражен на юге г. Сурхантау. Это узкий, шириной 2—5 км, протяженностью более 20 км, грабен, приуроченный к зоне Южно-Сурхантауского глубинного разлома. Грабенообразная депрессия разбита серией продольных разломов на узкие линзовидные блоки. Борты депрессии крутые. Выполнена она визе-серпуховскими субвулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, а также спилито-диабазами серпухов-среднекарбового возраста. Кроме того, здесь отмечаются небольшие тела серпентинитов.

Сложные депрессии представляют собой довольно крупные (20—25 км) изометричные мульды, образующиеся при погружении крупных блоков складчатого фундамента.

К ограничивающим их разломам приурочены более мелкие (2—5 км) вулканические структуры (кальдерного и других типов). Примером сложной депрессии служит Диймалекская. Она осложнена по краям Ходжабаркинским, Обинаурузским и Вахшварским палеовулканами.

И, наконец, вдоль северной границы Байсунской подзоны, от Яккабагских гор до гор Мачетли субвулканические тела и разнообразные жерловые фации выполняют протяженную зону субширотного пограничного глубинного разлома.

Менее распространены положительные вулканообразования. К ним относятся глубоко эродированный Ширтский нект, а также Кызылдарьинский палеовулкан, представляющий в современном эрозионном срезе, по данным Т. Н. Далимова и С. Наврузова, сложно построенный экстрезивный купол.

Вулкано-тектонические структуры — это сложные комплексы пликативных (синклиналильные и антиклиналильные складки), дизъюнктивных (кольцевые, радиальные разломы, межформационные и внутрiformационные зоны дробления, трещиноватости и т. п.) и интрузивно-эффузивных (вулканокупола, некки, субвулканические тела и их контакты) элементов и форм.

Каждый из упомянутых выше типов вулкано-тектонических структур имеет свои специфические особенности локализации руд.

В приразломном Яккабагском субвулканическом поясе, проходящем вдоль северной границы краевого массива, размещение полиметаллического оруденения связано с выдержанными линейными тектоническими зонами, а в их пределах — с блоками ксенолитами карбонатных и вулканогенно-осадочных пород среди субвулканических и жерловых образований (Сулукуль и др.). В сложных депрессиях оруденение локализуется в краевых частях, осложненных структурами кальдер проседания и грабен-синклиналами (Ходжабарку, Обинауруз и др.). В ступенчатых грабен-синклиналах наиболее благоприятны для локализации оруденения тектонически ослабленные зоны по периферии структур, сопряженные со ступенчатыми сбросами в фундаменте и грани-

цами вулканогенно-осадочных толщ (Хандиза и др.). Стратификация оруденения связана с наличием седиментогенных руд в карбонатной и вулканогенной толщах нижнекарбонového возраста.

Важной особенностью размещения колчеданно-полиметаллического оруденения является приуроченность к трем основным стратиграфическим уровням, каждый из которых отличается своеобразием типов и масштабов оруденения.

Средневизейский уровень (нижневахшиварская подсвета) характеризуется небольшими по масштабам преимущественно колчеданными рудами с примесью галенита, сфалерита, халькопирита (руды в карбонатно-кремнистых породах Хандизы; карбонатных породах Южного Карасана; андезитовых порфиритах Кызылсая). Руды интенсивно метаморфизованы, крупнокристаллические, гранокластического и порфирокластического строения.

Верхневизейский уровень (средневахшиварская подсвета) распространения основных промышленных сплошных и прожилково-вкрапленных руд колчеданно-полиметаллического и существенно полиметаллического состава в туфах липаритового порфира и туфогенно-кремнистых породах вмещает Главную рудную залежь на месторождении Хандиза. Руды, слагающие ее, тонкозернистые с тесными сростаниями сульфидов, имеют ритмически полосчатые, брекчиевидные, гнейсовидные, пятнистые текстуры, отражающие различный характер отложения минералов (рудный седиментогенез, диагенез, метасоматоз, регенерация).

Серпуховский уровень (верхневахшиварская подсвета) включает пластообразные тела и линзы сплошных тонкослоистых колчеданных руд (участок Северная Черно́ва Хандизинского рудного поля).

Помимо перечисленных главных уровней, в других частях стратиграфического разреза отмечаются зоны минерализации, как правило, не имеющие самостоятельного значения и представляющие собой ореолы основных рудных тел или струи восходящих рудных колонн.

В пределах вулканотектонических структур отмечается зональность в расположении сульфидных руд и метасоматитов около центров извержения — более высокотемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными в периферических частях: пирит и пирит-сфалеритовые руды пирит-сфалерит-галенитовыми, сфалерит-галенитовыми и барит-анкерит-галенитовыми; пиррофиллиты — кварц-серицитовыми метасоматитами, березитами и кварц-анкеритовыми метасоматитами; снижается отношение золота к серебру и содержание висмута в рудах и т. п. Изменяется и характер рудоотложения. Наиболее богатые стратиформные колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды известны в настоящее время в окраинных частях вулканотектонических структур (Хандиза, Южный Карасан и др.). Менее богатые и отчетливо эпигенетические руды находятся в основном в околожерловый зоне.

Группа колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций объединяет месторождения двух основных формаций — колчеданно-полиметаллической и кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой.

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации наиболее перспективны (Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль и др.). Слагающие их руды разнообразны по составу, строению и характеру отложения. Среди них выделяются сингенетичные концентрации пирита и полиметаллов, наложенные метасоматические образования, а также сульфиды, преобразованные динамометаморфическими, термально-контактовыми и другими процессами.

Наряду с пластовыми и линзовидными слонстыми сплошными сульфидными рудами развиты прожилково-вкрапленные, брекчиевые и жильные. Однако основные запасы составляют строго стратифицированные залежи.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение, как следует из работ П. В. Панкратьева, Ю. В. Михайловой, О. В. Андреевой, Е. И. Филатова, А. Г. Шмелева, Г. Х. Клибля, В. И. Захарова и др., сопровождается различными изменениями вмещающих пород. Наиболее характерны из них березитизация, подчиненное значение имеют пропилитизация, вторичная кварцитизация, аргиллизация и т. п.

Пропилитизация проявлена в основном в северной части Байсунской подзоны — в зоне Южно-Гиссарского тектонического шва. Так, на месторождении Сулукуль пропилитизации подверглись эффузивные породы и субвулканические дайки кислого состава. Минеральные парагенезисы представлены различными сочетаниями кварца, альбита, ортоклаза, эпидота, хлорита, кальцита, пирита. Характерная особенность процесса — широко распространенные кварц-ортоклазовые (с хлоритом) жилы, интенсивность проявления которых усиливается в рудных зонах. Оруденение приурочивается к участкам наложения на пропилитизированные породы более узких зон березитовых изменений. При этом некоторые продукты ранних процессов изменения сохраняются, например, эпидот; уменьшается лишь его железистость.

Пропилитизация характерна также для пород надрудной толщи (туфы и туффиты липаритового и липарит-дацитового состава) Хандизинского и Чакчарского рудных полей. Здесь развиты парагенезисы минералов — кварц, хлорит, альбит, адуляр, кальцит, гематит. Спорадически встречается эпидот и пумпеллит. В отдельных участках (Майдансай) зоны эпидотизации достигают 2—3 м мощности. Метасоматиты пропилитовой формации также развиваются по породам андезитового состава (Южный Карасан).

Березитизированные породы являются типичными околорудными изменениями колчеданно-полиметаллических месторождений региона. Мощность зон березитизированных пород колеблется от первых десятков до 200 м при наибольшей в лежачем боку,

по простираанию они прослеживаются на 500—800 м. Над рудными залежами они часто отсутствуют или резко сменяются пропилитизированными породами. Зоны березитизации нередко накладываются на гидротермально-осадочные руды.

В зависимости от исходного состава вмещающих пород метасоматиты, в соответствии с классификацией В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко (1978), относятся к различным фациям (собственно березитовой, листовенитовой, анкеритовой), для каждой из которых характерны определенные минеральные ассоциации. Г. Х. Клиблей к собственно березитовой фации относит также джаспероиды.

На месторождении Хандиза среди березитизированных пород выделяются зоны различных метасоматитов (от внешних к внутренним): кварц-альбит-калишпат-серицит-хлорит-карбонат (кальцит, анкерит)-гематитовые, кварц-калишпат-серицит-хлорит-кальцит-гематитовые, кварц-серицит-анкерит-пиритовые, кварц-серицит-пиритовые. При переходе от внешних зон к внутренним кальцит сменяется анкеритом, магнезиально-железистый хлорит магнезиальным, уменьшается содержание калия в серицитах и т. д. (Андреева, 1973; Панкратьев, Михайлова, 1975).

В Чакчарском рудном поле метасоматиты формации березитов также весьма разнообразны и вмещают определенный тип минерализации. В андезитовых порфиритах с полиметаллическо-колчеданным оруденением развиты кварц-серицит-анкерит-пиритовая, кварц-серицит-пиритовая, кварц-анкеритовая ассоциации (Южный Карасан, Кызылсай, Чакчар); в туфах липаритового порфира с прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализацией — кварц-хлорит-серицит-пиритовая; в песчаниках и конгломератах зойской свиты с кварц-галенит-сфалерит-халькопиритовыми прожилками — кварц-серицитовая (Харкуш). Особенностью рудного поля являются широко развитые кварц-карбонатные (анкерит, магнетит, сидерит, брейнерит) метасоматиты в породах фундамента и андезитовых порфиритах, в которых образуется своеобразный кварц-карбонат-сульфидный тип оруденения (Скальный). Другая особенность рудного поля — наличие кварц-полевошпат-серицитовых, кварц-анкерит-серицитовых, кварцевых метасоматитов, развитых по субвулканическим телам липаритового порфира, с которыми ассоциирует серебро-сульфидная вкрапленная минерализация (Харкуш).

Своеобразным типом изменения являются также листовениты, в участках развития прослоев карбонатных пород и пород основного состава среди метаморфических сланцев (Южный Карасан, Харкуш). Для них характерна ассоциация кварца, хромсодержащего хлорита, никельсодержащего серпентина, брейнерита. Сами они не несут минерализации, за исключением вторичных минералов меди, но служат признаком проявления процесса рудообразования.

В карбонатных породах Сулукульского рудного поля распространены алокарбонатные березиты, вмещающие незначительные по масштабам полиметаллическо-колчеданные руды. Им свойственны парагенезисы: кварц-серицит-хлорит-пирит, кварц-анкерит, часты доломит, сидерит.

В рудовмещающих доломитовых разностях пород Сулукульского, Чакчарского рудных полей развиты характерные метасоматиты, представленные парагенезисами: кварц-железозмагнетизит-серпентин; кварц-доломит-анкерит (сидерит, магнетит)-серицит-хлорит. Эти образования являются также фациальной разновидностью березитовой формации и приближаются, по мнению Г. Х. Клиблея, к лиственизированным породам.

Главные минералы руд месторождений рассматриваемой группы формаций — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, кварц, хлорит, серицит, карбонаты (доломит, кальцит, анкерит). Руды содержат элементы-примеси: кадмий, селен, висмут, индий, таллий, галлий, германий, серебро, золото.

Неоднородность руд по составу и особенностям проявления в конкретной геологической обстановке позволяет выделить среди колчеданно-полиметаллических проявлений несколько минеральных типов: кварц-халькопирит-пиритовый (Южный Токауйлар), галенит-сфалерит-пиритовый (Южный Карасан, Кызылсай), халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый (Хандиза), галенит-сфалеритовый (Чакчар, Харкуш 1) и др.

В целом колчеданно-полиметаллические месторождения Юго-Западного Гиссара характеризуются локализацией руд в доломитах, туфах и туфогенно-кремнистых породах, что отличает их от других формационных типов (Кутырев, 1978) и позволяет отнести к своеобразному Хандизинскому типу.

Проявления кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой формации наиболее распространены в Яккабагских горах (Уолсах, Апжур). Они представлены зонами прожилково-гнездовой минерализации в известняках и доломитах вахшиварской свиты и не представляют практического интереса.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Хандизинское рудное поле

Хандизинское рудное поле находится в г. Сурхантау. Его геологию изучали А. Д. Шмулевич, А. В. Головченко, П. В. Панкратьев, А. Г. Шмелев, Н. И. Крылов, Е. П. Мещеряков, З. М. Мурадов, М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, Е. И. Филатов, Н. А. Перижняк и др.; минералогию и геохимию руд — Б. Ф. Василевский, С. Т. Бадалов, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, З. С. Журавлева, А. Е. Злотник-Хоткевич, Э. П. Николаева; геохимические ореолы — С. В. Григорян, К. Б. Худадян.

Поисково-разведочные работы проводили О. И. Черных, В. Е. Маторин, Н. А. Кочетков, Т. Э. Видусов, М. Д. Троянов, Г. М. Залетова и др.

Хандизинское рудное поле приурочено к одноименной вулкано-тектонической структуре, представляющей собой депрессию, несколько вытянутую в северо-западном направлении и выполненную вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона (Панкратьев, Михайлова, 1971). Значительная часть ядра и северо-западный фланг структуры покрыты мощным (до 500 м) мезозойским осадочным «чехлом». Главная ось структуры воздымается к юго-востоку, где обнажаются нижнекарбоновые отложения и подстилающий их нижнекембрийский метаморфический комплекс и наблюдается дугообразное центриклинальное ее замыкание, в результате чего обнаженная часть синклинальной структуры имеет форму полчаши. Она ограничена с северо-востока Моляндским, с юго-запада Обинаурусским выступами нижнекембрийского метаморфического комплекса. Крылья синклинали имеют различные углы падения: северо-восточное 25—30°, юго-западное более крутое — 30—40°. Они осложнены многочисленными брахиформными продольными и поперечными складками более высоких порядков.

Древний метаморфический комплекс по крутопадающим разломам погружается под нижнекарбоновые отложения в направлении главной оси синклинали. Система разломов, связанных с проседанием синклинали, определила отчетливое ступенчатое строение ее бортов.

В центральной и северо-восточной частях синклинали развиты небольшие куполовидные структуры (до 1000 м в поперечнике), в ядрах которых обнажаются породы андезитового и андезито-дацитового состава (C_1 grp), слагающие некии, силлы и неправильной формы субсогласные и дайкообразные тела (Шмелев, 1975). Они обрамляют более крупное сильно эродированное жерло диаметром 3 км, выполненное туфолавами внутрижерловой фации и калиевыми липаритовыми порфирами. В районе Чинарсая и Чорновы отмечаются грубообломочные пирокластические и лавовые фации, а также потоки кислых лав. Обнаруживается также кольцевое расположение субвулканических даек гранит-порфира по краю жерла палеовулкана.

В северо-восточной (осевой) части синклинали в районе Чорновы (верховья) и Гуруда обнажается значительная по площади, переходящая в силлообразную залежь, интрузия габбро (габбро-диабазы, габбро-диориты, габбро-пироксениты, перидотиты), прорывающая андезито-дациты. Абсолютный возраст перидотита, обогащенного биотитом, по данным А. Г. Шмелева, составляет 332 млн. лет, что соответствует концу нижнего карбона. Интрузия приурочивается к разломам северо-западного простирания, опирающимся региональный Хандиза-Бельяуты-Карасанский разлом.

В местах пересечения их с северо-восточными разломами мощность этих пород увеличивается.

Вдоль контакта с метаморфическим комплексом нижнего кембрия располагаются субвулканические дайки, силлы, экструзивы липаритовых, дацитовых порфиров и гранит-порфиров, как в метаморфическом комплексе, так и в основании карбоновых отложений. Они подчеркивают внешний контур синклинали.

Синклинали является конседиментационной структурой, на что указывают изменения мощностей вулканогенно-осадочных отложений в ее бортах и центральной части, а также смена фаций от центра к периферии — агломератовые и мелкообломочные разности пирокластической фации, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования и т. п.

Разрывные нарушения играют важную роль в формировании вулканоструктуры. Среди них различаются синвулканические и поствулканические. К синвулканическим относятся разрывы северо-северо-западного или близкого к субширотному и северо-восточному простиранию. Они фиксируются ступенчатыми сбросами в бортах синклинали, зонами повышенной трещиноватости. Им подчинено размещение субвулканических даек, зон гидротермально измененных пород. В период становления вулканоструктуры особое значение имели узлы пересечения разломов субширотного и северо-восточного направлений. К ним приурочены экструзивные тела липарит-дацитового состава, некки андезито-дацитов, наибольшие мощности интрузий габбро-диабазов. К этой же группе разрывов относятся кольцевые разломы, выполненные дайками кислого состава в центральной части рудного поля. Характерны также нарушения надвигового типа, меж- и внутриформационные срывы (Панкратьев, 1965; Мурадов, 1965). К поствулканическим относятся поперечные и косые к общему простиранию складчатых структур нарушения (сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточных и северо-западных простираний), которыми синклинали разбита на различные по величине блоки. Они контролируют иногда средне-верхнекарбоновый (сиенито-диориты, кварцевые диориты) и пермо-триасовый (граносиенит-порфиры, диабазы, лампрофиры) комплексы даек (Покровский, Панкратьев, 1965).

В строении вулканоструктуры участвуют породы трех структурных этажей: нижнекембрийского, нижнекарбонового и мезокайнозойского.

Нижнекембрийский (?) этаж, представляющий основание вулканоструктуры, сложен двуслюдяными орто- и парагнейсами, а также слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами, в отдельных прослоях обогащенных андалузитом и кордиеритом. Среди них имеются субогласные интрузивные залежи гранито-гнейсов и амфиболитов. Породы метаморфического комплекса обнажаются в виде узких полос с двух сторон вулканоструктуры в южной и северо-восточной частях.

Нижнекарбонный структурный этаж сложен вулканогенно-осадочными породами зойской (C_{1V1}) и вахшиварской (C_{1V2} — C_{1srp}) свит нижнего карбона.

В зойской свите преобладают терригенные осадки — конгломераты, песчаники, алевролиты, углистые алевролиты, гравелисты с отдельными прослоями туфов липаритового состава.

Вахшиварская свита делится на три подсвиты, соответствующие трем основным циклам осадконакопления — средневизейскому, поздневизейскому и серпуховскому. Подмечена ритмичность строения подсвит, выражающаяся в чередовании слагающих их пачек (снизу вверх): терригенных, вулканогенных, карбонатно-кремнистых (А. Г. Шмелев, Т. Э. Видусов, 1974). Вулканогенный материал накапливался в мелководных морских бассейнах, о чем свидетельствуют линзы и прослои песчаников, доломитов, а также заметная слоистость в туфах липаритовых порфиров.

Отложения нижневахшиварской подсвиты (C_{1V2}) обнажаются в краевых частях вулканотектонической структуры. Они представлены базальными конгломератами, песчаниками с прослоями алевролитов, мелко-среднеобломочными туфами липаритового состава и в верхней части разреза доломитами, известняками, ленточно-слоистыми микрокварцитами.

Характерно резкое увеличение мощности терригенных осадков в юго-восточной части синклинали (район Чинарсая, Майдансая, нижней части р. Чорновы). Вулканизм этого периода характеризуется преимущественно кратковременными эксплозиями.

Средневахшиварская подсвита (C_{1V3}) отличается резкими фаціальными переходами литологических разностей и непостоянством состава в различных частях рудного поля. По ее подошве условно проводится граница между средним и верхним визе. Толщу слагают лито- и кристаллокластические туфы липаритовых порфиров (мелко-, средне-, крупнообломочные до агломератовых) с прослоями и линзами витрокластических туфов, микрокварциты и кварциты, лавы и туфолавы липаритового и липарит-дацитового состава, туфы липарит-дацитового состава. Верхняя часть разреза данной толщи сложена карбонатными и кремнисто-яшмовидными, часто гематитизированными породами, алевролитами, филлитовыми сланцами. Среди вулканогенных образований отмечаются рифовые постройки известняков мощностью 200—300 м (басс. р. Чорновы).

Верхневахшиварская подсвита (C_{1srp}) представлена терригенными кластическими, карбонатными и туфогенно-осадочными отложениями (конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы липаритового порфира, средне- и крупнозернистые доломитистые известняки). Верхнюю часть разреза толщи слагают переслаивающиеся лавовые, туфовые и туффитовые образования кислого состава.

Вулканогенные породы, слагающие вулканотектоническую структуру, по петрохимическим данным (П. В. Панкратьев, Е. И. Филатов, А. И. Донец, А. Г. Шмелев) могут быть разделены на три серии: раннюю калинатровую, среднюю натрово-калиевую и позднюю калинатровую. Они характеризуют соответственно вулканы ниже-, средне-, и верхневахшиварской подсвит.

По положению в разрезе рудного поля выделяются три рудные зоны, соответствующие трем главным литолого-стратиграфическим уровням. Они представлены вытянутыми согласно с залеганием пород системами сближенных, кулисообразно расположенных субпараллельных рудных тел.

Нижняя рудная зона характеризует оруденение нижевахшиварской подсвиты (Центральный участок, Майдансай, Гуруд 1). Оруденение в пределах этой зоны прерывисто и многоярусно, особенно широко развито в участках, где отмечается смена условий осадконакопления. В песчаниках имеются небольшие линзовидные тела густовкрапленных колчеданных руд; в доломитах вблизи контакта их с песчаниками или ленточными кремнистыми породами локализуются галенит-сфалерит-пиритовые сплошные руды. На юго-восточном фланге в этой подсвите рудоносны известковистые алевролиты, среди которых отмечаются небольшие линзы сплошных полиметаллических руд.

Средняя рудная зона приурочена к горизонту туфов липаритового порфира и контролируется зоной контакта перекрывающих их туфов и лав липарит-дацитового состава (рис. 9). В этой зоне находятся наиболее перспективные колчеданно-полиметаллические рудные тела месторождения Хандиза и Чинарсай. Оруденение в пределах зоны носит прерывистый характер. В юго-западной части вулканоструктуры (месторождение Хандиза) вскрыта залежь, состоящая из группы слоисто-полосчатых и прожилково-брекчиевидных рудных тел. На восточном фланге (месторождение Чинарсай) руды преимущественно полосовидновкрапленные. П. В. Панкратьев и А. В. Головченко установили, что Хандизинское месторождение и участок Чинарсай соединяются между собой, но занимают разные позиции по отношению к центру вулканической активности в единой рудоносной зоне, чем и обусловлено различие в типах оруденения.

Верхняя рудная зона занимает самое верхнее стратиграфическое положение в разрезе пород вахшиварской свиты. На участке Северная Чернова среди туфов липаритового состава и туфо-алевролитов установлено пластовое лентовидное тело колчеданной руды, линзы и зоны прожилково-вкрапленной полиметаллической минерализации. В верхней части рудной зоны мы обнаружили гравелиты и конгломераты с рудными обломками и гальками.

Помимо трех главных рудных зон известно несколько мелких (0,3×2 м) линзовидных тел прожилково-вкрапленных руд (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, хлорит) в зоне кон-

такта нижнекарбонатовых отложений и нижнего кембрия (участок Центральный, Хандиза). Среди метаморфических сланцев имеются также маломощные согласные линзы сплошных руд кварц-сфалерит-пиритового состава, секущие и согласные кварц-пиритовые жилы и зоны прожилковой и штокверковой колчеданной минерализации. В районе р. Черновы среди гнейсов нижнего кембрия в зонах дробления известна прожилково-вкрапленная халько-

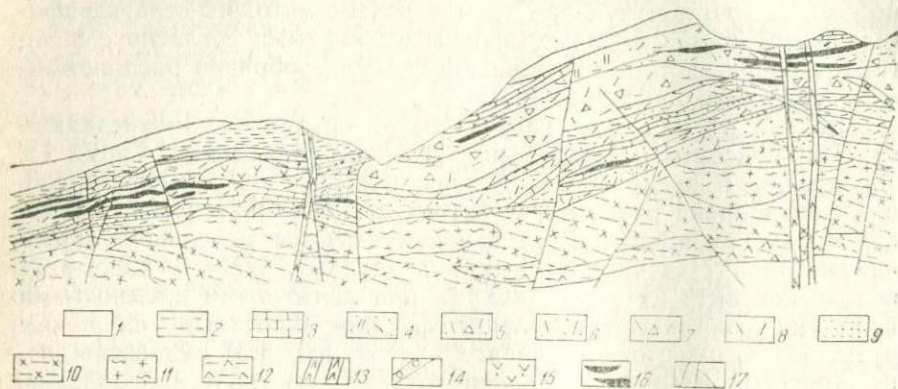


Рис. 9. Продольный разрез Хандизинского рудного поля. Составлен с использованием материалов А. Г. Шмелева.

1 — отложения мезозоя, Вахшиварская свита $C_1V_2-C_1srp$; 2 — филлитовые сланцы, 3 — доломиты и известняки, 4 — туфы, туффиты, туфолавы липарит-дацитового порфира, 5 — крупнообломочные туфы липаритового порфира, 6 — мелко-, среднеобломочные туфы липаритового порфира, 7 — кластолавы липаритового порфира, 8 — лавы липаритового порфира, 9 — песчаники, Хандизинская свита e_1 (?); 10 — метаморфические сланцы и гнейсы, 11 — гнейсированные граниты, 12 — амфиболиты, Интрузивные породы: 13 — диабазовые порфириты (P—T), 14 — граносиенит-порфиры (P), 15 — липаритовые порфиры (C), 16 — рудные тела, 17 — тектонические нарушения.

пиритовая минерализация, которая представляет собой, вероятнее всего, корневую часть рудоносной системы.

И, наконец, среди габбро-диабазов в самой верхней части разреза на участке Гуруд II имеются жилы (до 0,5 м) кварц-анкерит-галенит-халькопиритового состава, представляющие собой продукты регенерации руд указанных трех уровней.

Характер оруденения изменяется также в зависимости от положения по отношению к центру вулканической активности. В околожерловой и субвулканической зоне (в центральной части структуры) руды гидротермально-метасоматические и локализируются в тектонически нарушенных зонах и на контактах с субвулканическими дайками (Чинарсай, Янгаклык), а в промежуточной и удаленной зоне (до 5 км) значительную роль играют пластовые гидротермально-осадочные руды (Хандиза). Эта закономерность хорошо согласуется с выводами Т. Я. Гончаровой (1970), полученными при изучении медноколчеданных месторождений Урала.

Характерной особенностью Хандизинской вулканоструктуры является резкое уменьшение мощностей всех горизонтов вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона в ее краевых частях.

Месторождение находится в юго-западной периферической части вулканоструктуры в сокращенной части разреза палеозойского структурного этажа преимущественно в отложениях нижнего карбона. Отдельные небольшие рудные тела отмечаются в породах нижнего кембрия (рис. 10).

Рудовмещающая толща вулканогенно-осадочных пород представлена тремя пачками. Средневизейская терригенно-карбонатно-вулканогенная (C_{1V2}) сложена базальными конгломератами, песчаниками с прослоями алевролитов, мелко-, среднеобломочными туфами липаритового состава и в верхней части разреза — доломитами и ленточно-слоистыми микрокварцитами. Верхневизейская вулканогенная пачка (C_{1V3}) подразделяется на два горизонта. Нижний объединяет сложно чередующиеся между собой невыдержанные по мощности витрокластические, литокластические, кристаллокластические туфы липаритового порфира и кремнистые туффиты. С учетом преобладания отмеченных разновидностей Е. И. Филатов и Н. А. Перижняк отмечают следующую последовательность их отложения (снизу вверх): лито- и витрокластические, литокластические, пепловые туфы и кремнистые туффиты, кристалло- и литокластические туфы. Мощность нижнего горизонта колеблется от 0 на флангах до 120 м в центральной части. Туфы нижнего горизонта наибольшую мощность имеют в центральной части месторождения. На западном фланге они выклиниваются и их место в разрезе занимает пластовое субвулканическое тело липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, а также туфы липарит-дацитовых порфиров и туфопесчаники верхнего туфогенного горизонта.

Верхний горизонт сложен кристалло-, лито- и витрокластическими туфами липарит-дацитовых порфиров, потоками лав того же состава, а также туфопесчаниками и туффитами. Он имеет более простое внутреннее строение. В нем преобладают кристаллотуфы и туфопесчаники. В центральной части месторождения нижняя и средняя части разреза верхнего горизонта сложены в основном туфопесчаниками. На западном фланге развито мощное экструзивное тело липарит-дацитовых порфиров, в зоне контактов которого отмечены игнимбриты, лито- и витрокластические туфы. Мощность верхнего туфогенного горизонта варьирует от 5 до 250 м. Максимальная мощность его отмечается на западном фланге, где эти отложения фактически вытесняют отложения нижнего горизонта.

Вулканогенные отложения согласно перекрываются горизонтом осадочных пород (известняки, известково-кремнистые и кремнистые породы, аргиллиты), которые венчают визейские отложе-

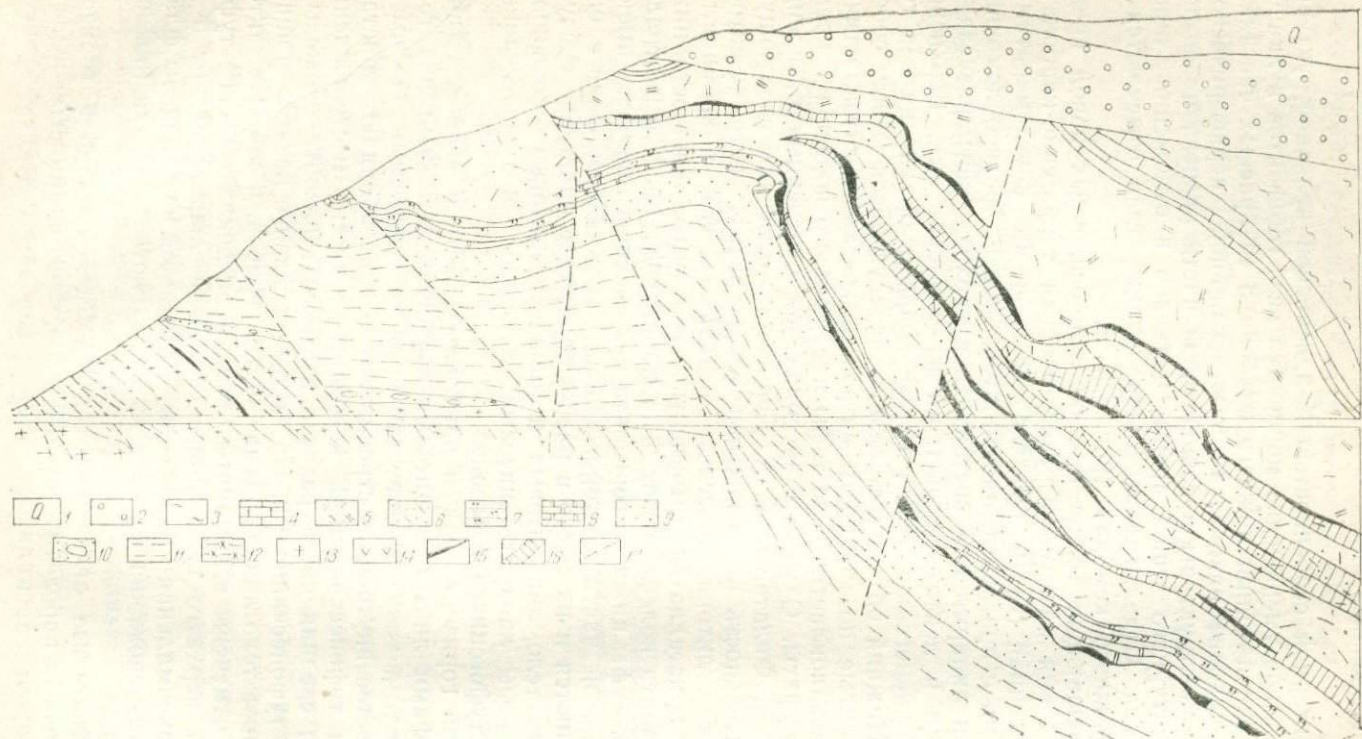


Рис. 10. Схематический геологический разрез Центрального участка месторождения Хандиза.

1 — четвертичные отложения, 2 — мезозойские отложения. Вахшиварская свита $C_1V_2-C_1srp$; 3 — филлитовые сланцы, 4 — известняки, 5 — туфы, туффиты, туфолавы липарит-дацитового порфира, 6 — туфы липаритового порфира, 7 — туфо-кремнистые породы, 8 — доломиты, 9 — песчаники, 10 — базальные конгломераты. Хандизинская свита $E_1(?)$ 11 — андалузит-мусковит-кордиерит-кварцевые сланцы, 12 — мусковит-кордиерит-полевошпат-кварцевые гнейсы, 13 — гнейсированные граниты, 14 — липаритовый порфир C_1V , 15 — сплошные руды, 16 — прожилково-вкрапленные руды, 17 — нарушения.

ния. Заканчивается разрез нижнего карбона серпуховскими отложениями (третья пачка C_1stg), представленными переслаивающимися конгломератами, песчаниками и аргиллитами.

На площади месторождения широко развиты дайки различного состава и возраста (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Морфология, строение рудных залежей, типы руд

Месторождение Хандиза представлено Главной рудной залежью, заключенной в нижнем горизонте вулканогенной пачки, и серией рудных тел в доломитах терригенно-карбонатно-вулканогенной пачки.

Рудные тела в доломитах образуют серию кулисообразно расположенных линзовидных тел протяженностью от 15—20 до 100—150 м при сравнительно небольшой мощности.

Отличительная особенность руд — существенно колчеданный состав (50—90% пирита) с отношением суммы пирита-халькопирита к сумме галенита-сфалерита 27,7, крупнокристаллическое строение — густовкрапленное, массивное, полосчатое, относительно невысокие содержания свинца и цинка и неравномерное их распределение, частые переходы колчеданных руд в галенит-сфалерит-пиритовые и халькопиритовые, интенсивный динамометаморфизм пирита при сравнительно слабом сфалерита и галенита. В нерудной составляющей 55% серицита, 30% кварца и 8% хлорита, присутствуют карбонаты. Из элементов-примесей интересен селен (53 г/т), который содержится здесь в наибольшем количестве по сравнению с остальными типами руд (табл. 10).

В перекрывающих ленточных кремнистых породах и подстилающих песчаниках локализуется в основном прожилково-вкрапленное оруденение. Количество пирита в них составляет 30—70% по отношению к другим сульфидам; большое значение имеют нерудные минералы — кварц, карбонат, серицит, хлорит. Строение, форма и состав рудных зон зависят от состава вмещающих пород и характера тектонических деформаций.

Для ленточных кремнистых пород характерна пылевидная вкрапленность и неравномерно рассеянная вкрапленность более крупнокристаллического пирита, секущие прожилки, а также согласные маломощные (1—2 см) слойки и линзы густовкрапленного пирита размером 10—25×30—50 см. Значительную роль здесь играют сфалерит, галенит, халькопирит, пирит этапа позднего послерудного переотложения, которые совместно с доломитом, кальцитом, кварцем, баритом образуют секущие прожилки и vyplняют цемент в участках брекчирования пород.

В песчаниках развита преимущественно вкрапленная и густовкрапленная пиритовая минерализация, а также бедная полиметаллическая минерализация позднего послерудного этапа переотложения.

Минералого-геохимическая характеристика различных типов руд месторождения Хандиза

Тип руды	Сф:Га:Пи:Хп:Бл.р.	Пи+Хп		Элементы-примеси, г/т							
		Га+Сф		Cd	In	Se	Te	Bi	Tl	Ga	Ge
Колчеданная	5:1:167:0,3:0,0	27,7		<100	0,7	53,0	<0,5	30	0,2	13,5	0,6
Колчеданно-полиметаллическая											
Вкрапленно-пятнистая колчеданно-полиметаллическая с линзами сплошных полиметаллических руд	4:1:5:0,4:0,09	1,3		402	3,1	8,0	<0,5	50	4,1	18,7	1,3
	2:1:1:0,3:0,008	0,4		1450	0,4	47,0	<0,5	—	0,8	46,7	1,7
Массивно-полосчатая и массивно-тонкополосчатая колчеданно-полиметаллическая	3,7:1:1,8:0,3:0,10	0,5		1660	35,7	15,2	<0,5	120	0,9	35,5	3,1
	3,7:1:3:0,6:0,17	0,7		1200	7,8	14,5	<0,5	—	1,2	45,0	7,0
Существенно полиметаллическая											
Прожилково-вкрапленная и брекчиевидно-петельчатая полиметаллическая	2,3:1:1,1:0,4:0,03	0,4		295	0,3	2,0	<0,5	30	3,3	12,0	8,4
Массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатая полиметаллическая	2,3:1:0,5:0,2:0,10	0,3		935	2,3	7,0	<0,5	40	2,4	32,6	8,7

Отношение свинца и цинка в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах из различных пород уменьшается в ряду: ленточные кремнистые породы (1,6) — доломит (0,73) — песчаник (0,57). Уменьшается это отношение и в рудах из одних и тех же пород с глубиной, так, в доломитах оно снижается от 0,43 до 0,25.

Главная рудная залежь объединяет ряд сближенных пластообразных и линзообразных сплошных рудных тел, чередующихся с зонами брекчиевидного и прожилково-вкрапленного оруденения.

Залежь находится среди гидротермально-измененных пород формации березитов (Андреева, 1973; Панкратьев, Михайлова, 1975) вблизи их контакта с перекрывающими пропилитизированными (кварц-серицит-калишпат-кальцит-хлорит-гематит) туфами липарит-дацитовых порфиров верхнего (надрудного) горизонта вулканогенной толщи. Зона изменения занимает согласное с вмещающими породами положение и прослеживается в виде полосы мощностью до 200 м, более чем на километр по простиранию (на продолжении рудной залежи) и на значительную глубину (более 500 м) по падению.

Внутреннее строение зоны сложное. Непосредственно около линзовидных и пластообразных гидротермально-осадочных рудных тел и вдоль синвулканических зон нарушений секущего и послыйного характера туфы липаритового порфира и туфо-кремнистые породы рассланцованы и преобразованы в серицитовые, кварц-серицит-пиритовые, серицит-хлоритовые метасоматиты. Степень изменения пород при этом соответствует интенсивности их рассланцевания. В участках будинажа этих рудных тел метасоматиты облегают и цементируют линзовидные обломки руд. Устанавливаются признаки наложения метасоматитов на руды — прораствание зерен рудных минералов хлоритом и серицитом. Среди туфогенно-кремнистых пород в зальбандах рудных пластов развиты маломощные зоны (0,2—0,7 м) окварцевания.

Основная часть рудовмещающих пород (между упомянутыми линзовидными и пластообразными рудными телами) сложена кварц-альбит-серицит-хлорит-пиритовыми, кварц-серицит-калишпат-анкерит-пиритовыми, кварц-серицит-анкерит-пиритовыми, кварц-серицит-хлорит-пиритовыми метасоматитами, с которыми тесно ассоциируют брекчиевидно-петельчатые, вкрапленно-пятнистые и прожилково-вкрапленные метасоматические руды.

На основании построения изоконцентраций главных элементов руд по данным сплошного бороздового опробования выявлены следующие закономерности их распределения в пределах Главной рудной залежи (Михайлова и др., 1974).

Наиболее широкое поле изоконцентрации образует цинк, несколько меньшее — свинец и самое узкое — медь, что соответствует общему балансу этих элементов на месторождении. Максимум концентрации свинца несколько смещен к висячему боку залежи. Отношение свинца к цинку составляет от 1 : 0,7 в висячем боку

до 1:3,5 в лежачем. Такая тенденция является общей для колчеданно-полиметаллических месторождений.

Медь образует относительно высокие скопления в лежачем боку залежи в небольших линзовидных и пластообразных телах, обогащенных пиритом. Однако наивысшие концентрации ее находятся в колчеданно-полиметаллических рудах в висячем боку залежи на контакте с перекрывающими интенсивно гематитизированными туфами липарит-дацитового состава.

В целом рудная залежь имеет сложную пластообразную форму с раздувами и пережимами. Простираение ее субширотное, падение относительно пологое — 25—30° на юге до 45—50 на севере. Наибольшую мощность она имеет в участках пологого залегания и флексурных перегибов, на флангах резко выклинивается. Залежь ограничена сверху и снизу надвигами, проходящими по контакту с терригенно-карбонатно-пирокластической пачкой в лежачем боку и с породами верхнего горизонта вулканогенной пачки в висячем. Внутри рудной залежи породы и рудные пласты смяты в небольшие складки, имеющие в плане брахиформное строение.

Особенность руд вулканогенной пачки — их тонкозернистое строение, колчеданно-полиметаллический и существенно полиметаллический состав с количественным отношением халькопирита к галениту, сфалериту и пириту 0,2:1:3:4. В них наряду со свинцом, цинком и медью присутствуют примеси: галлий — 8—36 г/т, индий — 0,2—38 г/т (что выше, чем в подобных месторождениях Рудного Алтая), теллур — 1—2 г/т, кадмий — 100—2050 г/т, селен — 1—47 г/т, таллий — 0,2—7 г/т, германий — 0,6—11,4 г/т и др. Их содержания обычны для месторождений аналогичного типа.

Выделяются две основные генетические разновидности руд. Гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические (Панкратьев, 1977). К первой относится большая часть сплошных пластообразных и линзовидных рудных тел небольшой мощности (0,2—2 м), но значительной протяженности колчеданно-полиметаллического и существенно полиметаллического состава. Они находятся среди мелко-среднеобломочных туфов липаритового состава и туфоаргиллитов. Для них характерна градационная ритмичность, признаки преобразования первоначально коллоидных выделений рудных минералов в зернистые агрегаты, глобулы и фрамбонды дисульфидов железа; наличие в рудовмещающих породах, особенно в туфоаргиллитах, в лежачем боку рудного тела и внутри него линзовидных пылевидно-вкрапленных, ритмически слоистых агрегатов скрытокристаллических дисульфидов железа и слоев тонкозернистых колчеданно-полиметаллических руд, постепенно переходящих во вмещающие породы; огибание линзовидных скоплений сульфидов сланцеватостью пород и т. п.

Руды интенсивно деформируются вместе с вмещающими породами, в результате чего приобретают отчетливое полосчатое, сланцевато-полосчатое, линзовидно-полосчатое строение. Линзовидность в них обуславливается наличием ориентированных линз и линзовидных тонких полосок сфалерита, слоистость — чередующимися слоями пирита, халькопирита, сфалерита, нерудной массы.

Гидротермально-метасоматические руды представлены вкрапленно-пятнистыми колчеданно-полиметаллическими, прожилково-вкрапленными и брекчиевидно-петельчатыми полиметаллическими и другими. Их общая особенность заключается в том, что рудные минералы в них приурочиваются к участкам трещиноватости и дробления гидротермально измененных пород, метасоматически замещают их.

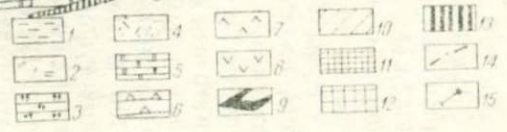
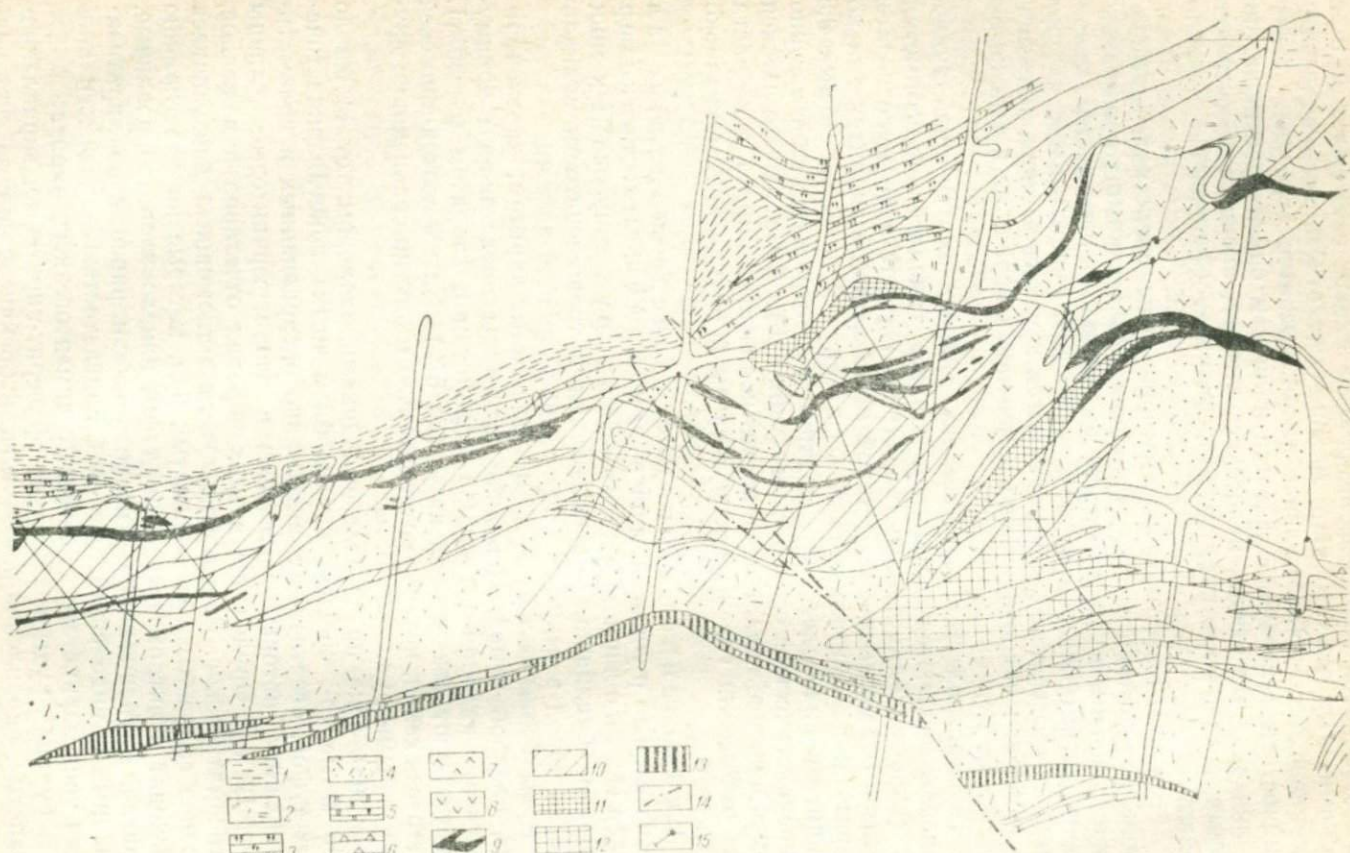
По минералогическому составу в пределах Главной рудной залежи выделяются два основных типа руд: колчеданно-полиметаллический и полиметаллический (рис. 11). К первому относятся руды с отношением колчеданной составляющей (пирит и халькопирит) к полиметаллической (сфалерит и галенит) более 0,5. Пирита в них более 25%. Подтипы руд отражают их текстурно-минералогические особенности (табл. 10). От лежачего к всячелу боку наблюдается снижение количества пирита и возрастание отношения галенита к сфалериту и блеклой руды к халькопириту.

Вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические руды с линзами сплошных тонкозернистых полиметаллических руд приурочены к мощной зоне будинажа, расщеливания и трещиноватости вулканических пород в лежащем боку Главной рудной залежи.

Руды сложены сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, блеклой рудой. Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем (67—95%), серицитом и хлоритом (5—30%), присутствуют также карбонаты (до 5%). Из элементов-примесей интересен селен, которого относительно много по сравнению с другими типами руд.

Рудная зона представлена будинами размером от $1 \times 0,5$ до 2×5 м мелко-, средне-, крупнообломочных кристаллокластических туфов, осветленных, интенсивно окварцованных и доломитизированных, которые заключены в хлорит-серицитовые сланцы (рис. 12, а). Оруденение в этих породах отчетливо наложенное, метасоматическое. Здесь же развиты маломощные линзующиеся прослои сплошных тонкозернистых руд, которые по простиранию переходят в витрокластические туфы, нацело хлоритизированные, в разной степени карбонатизированные и равномерно пиритизированные в виде согласных со сланцеватостью линзочек и прослоек тонкозернистого отчетливо седиментогенного пирита.

В будинах руды в основном сфалерит-пиритовые, вкрапленно-пятнистые, вкрапленно-петельчатые и брекчиевидные за счет раз-



вятия сульфидов по серицитовому цементу между обломками зарушенной породы, массивно-петельчатые и массивно-псевдобрекчиевидные в результате замещения обломков и цемента сульфидами. Характерны гнезда пирита и сфалерита до 0,5—1 см.

Линзы тонкозернистой массивно-сланцевато-петельчатой халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовой руды сложены ориентированными гнездами и линзочками пирита, сфалерита, сфалерит-галенита с халькопиритом по зальбандам. Их петельчатое строение обусловлено развитием более позднего галенита, халькопирита вокруг линзовидных образований хлорита и петельчатым проращением сфалерита галенитом и халькопиритом.

Массивно-полосчатые и массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические руды представлены двумя линзами (рис. 11).

Массивно-полосчатые руды слагают флексурно изогнутую линзу в центральной части рудной залежи в лежащем боку субвулканического тела липаритовых порфиров. В всячем боку руды имеют с ним резкий отчетливый контакт, в лежащем переход от руды к породе постепенный, через зону прожилково-вкрапленного оруденения. Массивно-тонкополосчатые руды образуют линзообразное тело в всячем боку залежи, которое срезается надвигом и перекрыто плотными темно-зелеными хлоритизированными и гематитизированными туфами липарит-дацитового порфира надрудной толщи. В обоих случаях руды приурочены к прослоям тонкообломочных туфогенно-терригенных пород характерного плитчатого строения.

В составе руд преобладают сфалерит, пирит, менее развиты галенит, халькопирит, блеклая руда (табл. 10). Из нерудных существенно роль играют серицит и хлорит (до 95% от нерудной массы в полосчатых рудах), кварц (до 90% в тонкополосчатых рудах), карбонаты. В рудах, наивысшие, по сравнению с другими типами руд, содержания галлия (35,5—45 г/т), а в полосчатых также кадмия (20,2) и индия (35,7 г/т).

Руды имеют сложное строение. Массивно-полосчатые приурочены к двум разнохарактерным по строению и составу породам — туфо-кремнистым и мелкообломочным туфам; туфо-кремнистые породы имеют плитчатое, полосчатое строение, туфы же рас-

Рис. 11. Размещение типов руд месторождения Хандиза на горизонте штольни.

Нижнекарбонный комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных пород вахшиварской свиты $C_1V_2-C_1srp$. Средневахшиварская подсвита C_1V_3 .

1 — алевриты, 2 — туфы, туффиты, туфолавы липарит-дацитового состава, 3 — туфо-кремнистые породы. Нижневахшиварская подсвита C_1V_2 : 4 — кристалло-, лито-, витрокластические туфы липаритового порфира, 5 — доломиты. Субвулканический комплекс C_1 : 6 — плагиоклазовые липарит-дацитовые порфиры, 7 — амфиболовые липарит-дацитовые порфиры, 8 — липаритовые порфиры. Типы руд: 9 — массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатые существенно полиметаллические руды, 10 — прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические, 11 — массивно-тонкополосчатые и полосчатые колчеданно-полиметаллические, 12 — вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические с линзами сплошных полиметаллических руд, 13 — крупнозернистые и прожилково-вкрапленные существенно колчеданные руды с галенитом и сфалеритом, 14 — нарушения, 15 — скважины.

сланцованы и разлинзованы. Туфо-кремнистые породы пропитаны тонкозернистым хлоритом, обогащены линзовидными, пылевидно-вкрапленными, ритмичнослоистыми агрегатами сингенетичного скрытокристаллического пирита.

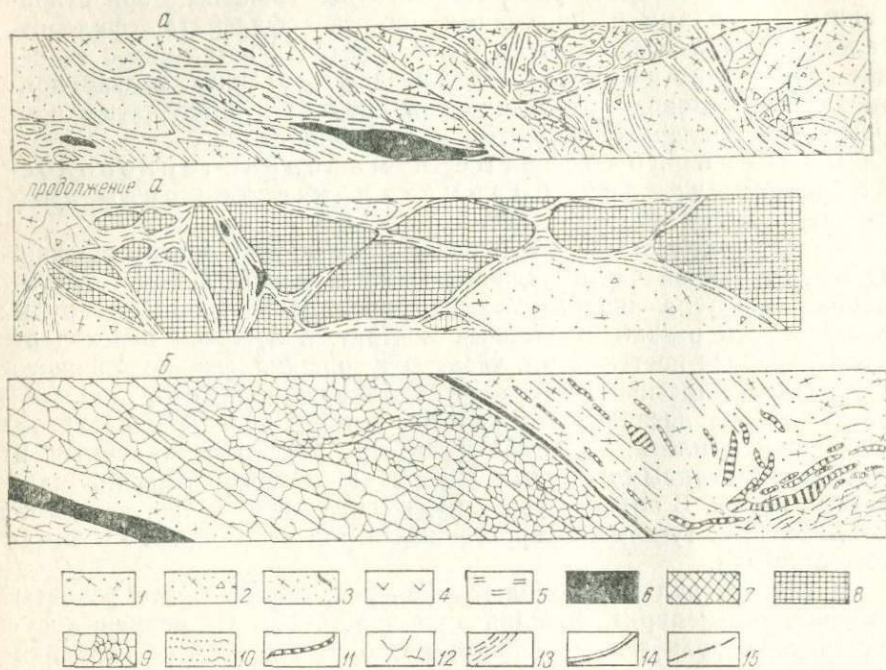


Рис. 12. Окварцованные будинированные и разлинзованные туфы липаритового порфира с вкрапленно-пятнистой колчеданно-полиметаллической рудой с линзовидными прослоями тонкозернистой полиметаллической руды (а). Фрагмент строения. Зарисовка стенки штольни. Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические руды с линзами тонкозернистой полиметаллической руды (б). Фрагмент строения. Зарисовка стенки штольни.

1 — мелко-среднеобломочные лито- и кристаллокластические туфы липаритового порфира, 2 — крупнообломочные лито-, кристаллокластические туфы, липаритового порфира, 3 — витрокластические туфы липаритового порфира, 4 — липаритовый порфир, 5 — туфо-кремнистые породы, 6 — тонкозернистая массивно-сланцевато-петельчатая и массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатая полиметаллическая руда, 7 — прожилково-вкрапленная полиметаллическая руда, 8 — вкрапленно-пятнистая колчеданно-полиметаллическая руда, 9 — брекчиевидно-петельчатая полиметаллическая руда, 10 — массивно-сланцевато-полосчатая существенно полиметаллическая руда с плитчатой отдельностью; 11 — кварц, 12 — брекчирование, 13 — рассланцованная серицитизированная, хлоритизированная порода, 14 — плитчатая отдельность, 15 — тектонические нарушения.

Руды в туфоаргиллитах сплошные тонкозернистые (0,00 *n* мм), имеют отчетливо полосчатое строение, сходное со строением пород. Полосы сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, сфалерит-пиритовой, пирит-халькопиритовой ассоциациями, различаются по густоте вкрапленности сульфидов, их размерам. Сфале-

ритовые полосы различаются также по степени густоты эмульсионной вкрапленности халькопирита и т. п. Границы между ними четкие, часто подчеркиваются хлоритом и халькопиритом. В забандах руд отмечаются пloyчатые изгибы полос, фиксирующие их перемещение, рассланцевание хлоритизированной породы с примазками галенита и халькопирита. Все это свидетельствует о динамометаморфических преобразованиях седиментогенных руд.

Руды, приуроченные к туфам, относительно более крупнозернистые (0,0 n — 2 мм). В них полосчатость часто неясная, линзовидная, подобно текстурам разлинзования и рассланцевания пород.

Массивно-тонкополосчатые руды приурочены к тонкообломочным туфам липаритового состава.

В зоне тектонического контакта их с верхним (надрудным) горизонтом вулканогенной пачки они имеют отчетливое плитчатое строение (мощность плиток от 1—2 до 5—10 см), которое весьма сходно со строением находящихся среди руд окремненных туфов. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие, но неровные, извилистые с затеками и маломощными короткими секущими апофизами и прожилками во вмещающие породы. Контакт с гематитсодержащими туфами липарит-дацитового порфира надрудной толщи в всячем боку подчеркивается каемкой (мощность от нескольких мм до 10—12 см) сургучно-красной гематитизированной кремнистой породы, а также гнездами и прожилками (1—3 см) молочного-белого кварца в перекрывающих туфах. Вслед за гематитовой оторочкой со стороны руды обычно следует прерывистая каемка халькопирита мощностью до 2—3 см.

В всячем боку рудной линзы в участках дробления руды брекчированы. Основная масса их имеет тонкополосчатое строение, которое обусловлено ориентированным расположением полос, линзочек тонкозернистого пирита и халькопирита, чередующихся с линзующимися полосами сфалерита.

Полосчатость повторяет изгибы рудных пластов, иногда срывается тектоническим нарушением.

В лежачем боку руды сланцевато-гнейсовидные. Гнейсовидность обусловлена наличием изогнутых линзовидных обособлений галенита и халькопирита.

Прожилково-вкрапленные и брекчиевиднопетельчатые полиметаллические руды слагают значительную по мощности (40—50 м) и протяженности зону, довольно выдержанную как по простиранию, так и по падению. Она расширяется в центральной части залежи, суживается на западном ее фланге и срезается субвулканическим телом липаритового порфира на востоке. Руды приурочены к пачке кремнистых пород (кремнистые туффиты, туфо-кремнистые породы с прослоями мелкообломочных туфов и туфопесчаников) и крупнообломочным туфам.

Основные минералы руд — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и блеклая руда (табл. 10). Нерудная составляющая на 95% представлена кварцем. Из элементов-примесей интересен таллий, находящийся в максимальном количестве в пирите (24,7—93,4 г/т), а также в нерудной составляющей (2,9—3,3 г/т).

Для руд характерно повышение роли колчеданной составляющей в лежачем боку и на флангах залежи, увеличение количества галенита в висячем боку и в участках окварцевания.

Распределение сульфидов в рудной зоне обусловлено особенностями строения и деформации рудовмещающих пород. Кремнистые породы интенсивно трещиноваты и брекчированы. Размер обломков колеблется от долей до 30 см, преобладают обломки около 10 см в поперечнике. В средней части зоны, в удалении от тектонических нарушений, обломки более угловатые. Незначительные по мощности прослои мелкообломочных туфов в основном расланцованы и мелко брекчированы. Локальное расланцевание пород отмечается в промежутках между обломками, вдоль согласных срывов и т. п.

Сочетание трещиноватости, брекчированности и расланцевания пород предопределило сложный характер внутреннего строения зоны (рис. 12 б).

Сульфидная минерализация развивается метасоматически по расланцованному тонкопередробленному материалу пород, цементу брекчии, по краям тесно прилегающих обломков пород, по их сланцеватости и т. п. В результате образуются прожилково-вкрапленные, штокверковые, псевдобрекчиевидные, петельчатые, сланцеватые текстуры.

Для руд характерно тонкое микропетельчатое и субграфическое прорастание сфалерита галенитом, халькопиритом и блеклой рудой. Сравнительно чистые обособления сульфидов отмечаются только в тонких прожилках, уходящих в сторону окварцованных пород, или на контакте окварцованных обломков, находящихся среди псевдобрекчиевидных руд.

Особенностью руд является также широкое развитие окварцевания — от тонких прожилков перекристаллизации до гнезд (около 20 см), линз и невыдержанных по мощности линзовидных согласных прослоев (до 1 м в раздувах) молочно-белого кварца. В окварцованных участках сульфидная минерализация представлена гнездами переотложенного галенита, блеклых руд и халькопирита.

Среди брекчиевидно-петельчатых отмечаются небольшие по мощности (до 20—40 см) прослои и линзы сплошных тонкозернистых массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатых полиметаллических руд.

Массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатые полиметаллические руды слагают наиболее протяженное и сравнительно выдержанное по мощности (0,5—2 м) пластообразное тело в висячем боку Главной рудной залежи, в

зоне крупного межформационного надвига на границе нижнего и верхнего горизонтов вулканогенных пород.

Оруденение локализуется в туфо-кремнистых породах и туфах нижнего горизонта вулканогенной толщи вблизи их контакта с

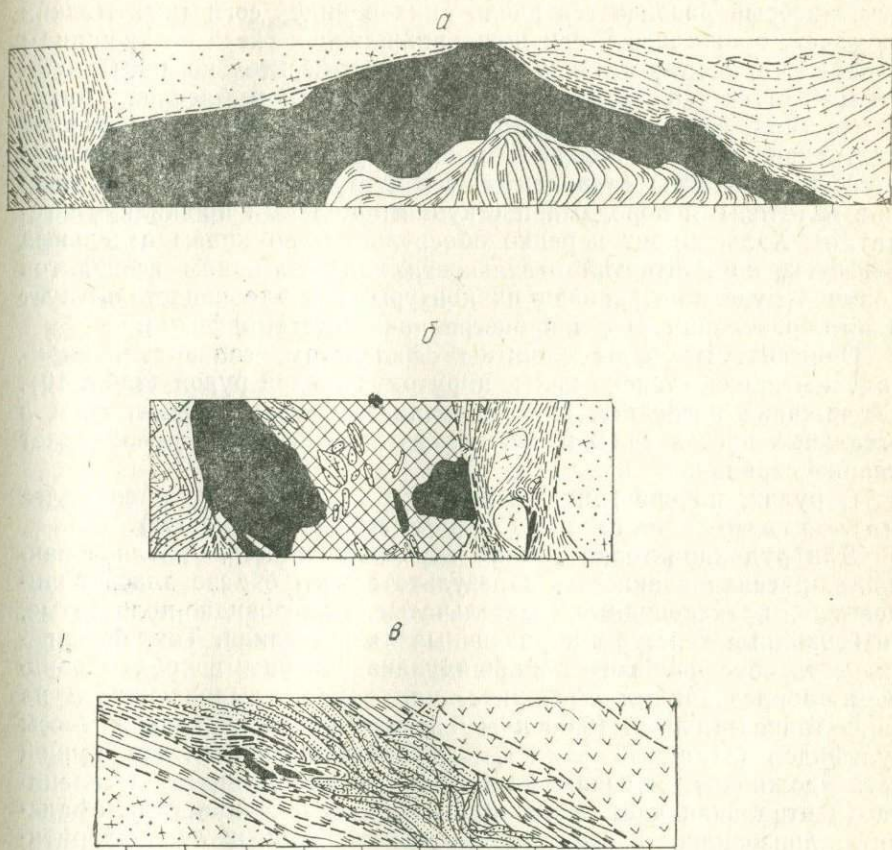


Рис. 13. Массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатая полиметаллическая руда:

а — смятая в складку, *б* — будинированная, *в* — разлинзованная с плитчатой отдельностью. Фрагменты строения. Зарисовки стенок штольни. Условные обозначения см. на рис. 12.

перекрывающими туфопесчаниками и туфами липарит-дацитового порфира верхнего горизонта (надрудного) вулканогенной толщи (рис. 13).

Контакты рудного тела отчетливые, верхний, более резкий, прямолинейный. Оруденение на него обычно не распространяется и лишь в редких случаях среди рассланцованных серицит-хлоритовых пород в зальбандах висячего бока встречаются небольшие

рудные линзочки. Нижний контакт неровный, извилистый с апофизами и затеками в кремнистые породы, которые вдоль рудного тела трещиноваты, брекчированы. В них формируются прожилковые, штокверковые, брекчиевидные руды.

Контакты рудного тела подчеркиваются молочно-белым кварцем, который развивается вдоль них в виде согласных мелких линзочек, прожилков и секущих прожилков и гнезд по трещинам кливажа. К кварцу нередко приурочены относительно чистые обособленные гнезда халькопирита, галенита и блеклой руды. В участках, где в всячем боку рудного тела находятся породы надрудной толщи — туфопесчаники и туфы липарит-дацитового порфира, контакты сопровождаются сургучно-красными кремнисто-гематитовыми породами и секущими мелкими прожилками гематита. Халькопирит нередко обособляется по краям отдельных линзочек, по плитчатой отдельности или по краям ксенолитов пород в руде, подчеркивая их контуры. Все это свидетельствует о преобразовании руд в процессе динамометаморфизма.

Описываемые руды сложены сфалеритом, галенитом, пиритом, в меньшей степени халькопиритом, блеклой рудой (табл. 10). Содержания последних двух на западном фланге выше, чем в остальных частях залежи. Из нерудных минералов преобладает кварц, серицит.

В рудах, по сравнению с другими типами, отмечается более высокое содержание галлия (32,5 г/т) и кадмия (935 г/т).

Для руд характерна тонкая передробленность, разлинзованность, рассланцованность, в результате чего образовались сланцеватые, брекчиевидные, петельчатые, линзовидно-полосчатые, гнейсовидные текстуры и различные их сочетания. Так, брекчиевидность обуславливается индивидуализированными обломковидными образованиями сфалерита, или пород, выделяющихся на фоне тонкозернистой (0,00 n —0,0 n мм) рассланцованной массы сульфидов (западный фланг), петельчатость — развитием тонкой сети прожилков, замыкающихся в петли, халькопирита и галенита (центральная часть залежи) между порфирокластами сфалерита; линзовидность — наличием ориентированных линз хлоритизированной и серицитизированной породы и линзующихся тонких полосок сфалерита; слоистость — чередованием слоев пирита, халькопирита, сфалерита, нерудной массы; гнейсовидность — ориентированными выделениями галенита и халькопирита по трещинкам, секущим слоистость, или облеганием линз сфалерита и породы халькопиритом.

На восточном фланге руды преимущественно массивно-линзовидно-полосчатые и массивно-сланцевато-полосчатые с характерной плитчатой отдельностью. Полосы сложены сфалеритом, петельчато проросшим галенитом, пиритом с халькопиритом, серицитизированной породой с прожилками и штокверком халькопирита и т. п. Халькопирит, развиваясь в зальбандах линзовидных

рудных прослоев и вдоль границ рудного тела, подчеркивает их контуры.

Висячем боку рудного тела, вдоль контакта с субвулканическим телом липаритового порфира руды отчетливо брекчированы.

Главные минералы руд

Главные минералы, слагающие руды: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и блеклая руда, составляющие в отдельных типах руд до 95%; из нерудных — кварц, серицит (фенгит), гидрослюда, хлорит (клинохлор, пеннин), карбонаты (доломит, кальцит). В небольших количествах присутствуют фрейбергит, аргентит, полибазит, пираргирит, самородное золото, электрум и др. (табл. 11).

Пирит — самый распространенный рудный минерал. Количество его в рудах колеблется от 2 до 63%. Наиболее обогащены им руды карбонатно-кремнистого горизонта (терригенно-карбонатно-вулканогенной пачки), что придает им характерные черты колчеданных руд.

Седиментационно-диагенетический пирит — наиболее ранний, характеризуется мельчайшими (менее 0,001 мм) глобулями, полигоналями, образующими агрегаты шаровидной изометричной формы (до 3 мм), часто напоминающие фрамбоиды, а также кубическими кристаллами, слагающими линзовидные агрегаты, участки овальной формы, тончайшие (0,0 *n* мм) прерывистые согласные прожилки. Встречаются они практически во всех разновидностях рудовмещающих пород и руд и особенно часто в породах нижнего горизонта вулканогенной толщи среди туфо-кремнистых и кремнистых пород. Наиболее широко этот пирит развит в массивно-полосчатых колчеданно-полиметаллических разновидностях с типичной седиментационной ритмичностью и постепенными переходами во вмещающие породы.

Мелкокристаллическое строение колломорфных и конкреционных образований пирита, обрастание их зональными кристаллами пирита, радиально-лучистое строение агрегатов и другие особенности свидетельствуют о том, что они прошли стадию диагенеза.

Гидротермально-метасоматический пирит отличается хорошо ограниченными кристаллами кубической, реже пентагондодокаэдрической формы. Он распространен в виде неравномерно рассеянной вкрапленности (0,002—2 мм) в метасоматически измененных породах — кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых и других; располагается в них по границам зерен кварца, доломита, кальцита, содержится в виде мельчайших включений в чешуйках хлорита и серицита, а также образует полосовидные и линзовидные скопления. Ассоциация пирита с кварцем, серицитом и хлоритом свидетельствует об образовании его в период гидротермального изменения вмещающих пород.

Минеральный состав руд месторождения Хандиза

Минералы	Гипогенные		Гипергенные
	рудные	нерудные	
Главные	Пирит Сфалерит Галенит Халькопирит Блеклые руды (тетраэдрит, смешанная)	Кварц Доломит Кальцит Серицит Клинохлор Пеннин	Смитсонит Гетит
Второстепенные	Клейофан Теннантит Мельниквит-пирит Гематит	Прохлорит Корундофиллит Табергит Серпентин Тальк Альбит Гидромусковит Мусковит-фенгит Барит Анкерит Сидерит Арагонит Андалузит	Ленидокрокит Церуссит Ярозит Плюмбоарозит Азурит Аурихальцит Малахит Хризоколла Англезит Халькозин Ковеллин Кальцит Гипс Квасцы гр. Борнит Каламин Опал Халцедон
Редкие	Марказит Мельниквит Мельниквит-марказит Пирротин Арсенопирит Магнетит Рутил Борнит Вольфрамит Шеелит Самородное золото Электрум Кюстелит Самородное серебро Аргентит-акантит Полибазит Фрейбергит Пираргирит Ялпаит Штрмейерит? Аргентопирит	Магнезит Халцедон Опал Горный хрусталь Флюорит Алунит Диккит Каолинит Лепидолит	Мартит Куприт Пиролюзит Псиломелан Гидраргиллит Монгеймит Мелантерит Халькантит Пизанит Алуноген Кокимбит ? Паралюминит Галлотрихит гр. Копиапит Биверит Госларит Эпсомит Гидроцинкит Ванадинит Вульфенит Миметезит Галлуазит Алофан Соконит Линарит

Метасоматический пирит — также один из главных минералов прожилково-вкрапленных, брекчиевидно-петельчатых и вкрапленно-пятнистых полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд, в которых он образует вкрапленность, гнезда, выполняет цемент брекчий. Размер метакристаллов в указанных рудах колеблется от долей миллиметра до одного сантиметра; при травлении выявляется их зональное строение.

Пирит ассоциирует с другими сульфидами и замещается ими. По трещинкам, между обломками раздробленных кристаллов развиваются сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды.

Регенерированный пирит. Регенерация выразилась в динамометаморфизме рассмотренных выше генетических типов пирита и в их переотложении. При динамометаморфизме искажены формы кристаллов пирита, на гранях их четко вырисовываются штрихи скольжения. В результате тектонических подвижек пирит раздроблен и имеет отчетливо выраженную гранокластическую структуру. Как правило, крупные кристаллы катаклазированы сильнее, чем мелкие, периферические части — сильнее, чем центральные. При одновременном проявлении дробления и истирания возникают линзовидные, изометричные формы зерен пирита.

При разрушении пирита до дисперсного состояния, как было показано нами ранее (Панкратьев, 1965; Панкратьев, Михайлова, 1971), возникают новообразованный мельниковит, мельниковит-пирит и пирит, которые фиксируются по трещинкам или в виде оторочек около раздробленных кристаллов раннего пирита.

В тенях давления пирита отлагается кварц и халцедон стельчатого строения, которые образовались за счет переотложения кварца вмещающих пород, а также переотложенные сульфиды (главным образом галенит и халькопирит).

Пирит поздней послерудной регенерации встречается редко и устанавливается в ассоциации с минералами позднего метаморфического этапа.

Изучение электропроводности пиритов, проведенное Г. А. Егоровой, показало, что в пиритах значения термо-ЭДС изменяется в широких пределах от +700 до —500 мкв/град. Это свидетельствует об их сложном генезисе и большой роли пирита осадочно-диагенетического происхождения.

В пиритах содержатся примеси, характерные практически для всех сульфидов: серебро (0—124 г/т), золото (0—9,84), теллур (до 4,4), индий (до 1,42), галлий (в единичных пробах 2,3 г/т), германий (менее 0,5 г/т), мышьяк (до 400 г/т), кадмий (в единичных пробах 198 г/т), висмут (320, в единичных пробах до 900 г/т).

Пирит — концентратор и носитель таллия, причем, в сингенетических пиритах количество его наивысшее (200—300 г/т) по сравнению с остальными разновидностями (93,4 г/т).

Содержание селена достигает 210 г/т, в сингенетических пиритах его меньше. Отмечается падение концентраций селена в пи-

ритах в вертикальном разрезе месторождения: от метаморфических пород (84—110 г/т) к карбонатно-кремнистым (92,2) и породам Главной рудной залежи (6,2—14,2). Такая же закономерность наблюдается и в концентрациях никеля и кобальта.

Сфалерит — один из главных минералов всех типов руд. В существенно полиметаллических он составляет 54% рудной массы. Всегда преобладает над галенитом, отношение их меняется от 1,5 до 5,2.

Выделяется четыре генетические разновидности сфалерита.

Седиментационно-диагенетический имеет бурую окраску, пространственно и генетически связан с ранним пиритом. Он слагает полосы в колчеданно-полиметаллических рудах полосчатого строения, тонкие, ориентированные по полосчатости линзочки в линзовидно-полосчатых агрегатах, а также своеобразные «очковые» образования и обломки размером 2—7 мм, которые отчетливо выделяются на фоне тонкозернистой массы сульфидов (рис. 14). «Очковые» и обломковидные образования особенно характерны для существенно полиметаллических руд массивного сложения. Они обычно окружены каймой более позднего — черного сфалерита. Отмечено также, что черный заполняет радиальные трещины в буром сфалерите.

Сфалерит содержит неравномерно распределенную тончайшую (0,00 n мм) эмульсионную вкрапленность халькопирита, которая развивается по трещинам зерен и двойниковым швам сфалерита, а в участках, испытавших значительный метаморфизм, не сохраняется; реже присутствует эмульсионная вкрапленность пластинчатого пирротина. Образование черного сфалерита в виде каемок и по трещинам в буром сфалерите мы, также как А. А. Злотник-Хоткевич, связываем с динамометаморфизмом. Это подтверждается структурным травлением, выявляющим относительно крупнозернистую структуру бурого сфалерита, состоящего из неправильных угловатых зерен размером 2—3 мм, и неравномерно-мелкозернистую (0,1—0,3 мм), полисинтетически двойникового строения, каемок черного сфалерита.

Гидротермально-метасоматический сфалерит широко распространен в виде вкрапленников, прожилков, гнезд в метасоматически измененных породах и брекчиевидно-петельчатых и вкрапленно-пятнистых полиметаллических и колчеданно-полиметаллических рудах. Гнезда и вкрапления сфалерита обычно связаны с участками развития серицита и хлорита, которые он замещает. Форма гнезд чаще изометричная с многочисленными ответвлениями в боковую породу, размер их от долей до 2—3 см. Данная разновидность отличается крупно- и неравномернозернистым строением, простым двойникованием зерен и большей «чистотой» агрегатов. Сфалерит замещается галенитом, халькопиритом, бледной рудой чаще по периферии гнезд и жилков. В сростании с пиритом он отчетливо корродирует его.

Регенерированный сфалерит. Проведенное нами детальное

изучение сфалерита показало, что наряду с черными каемками вокруг бурого сфалерита бывают и серые, а также обломковидные включения черного, «плавающие» среди серого. При струк-

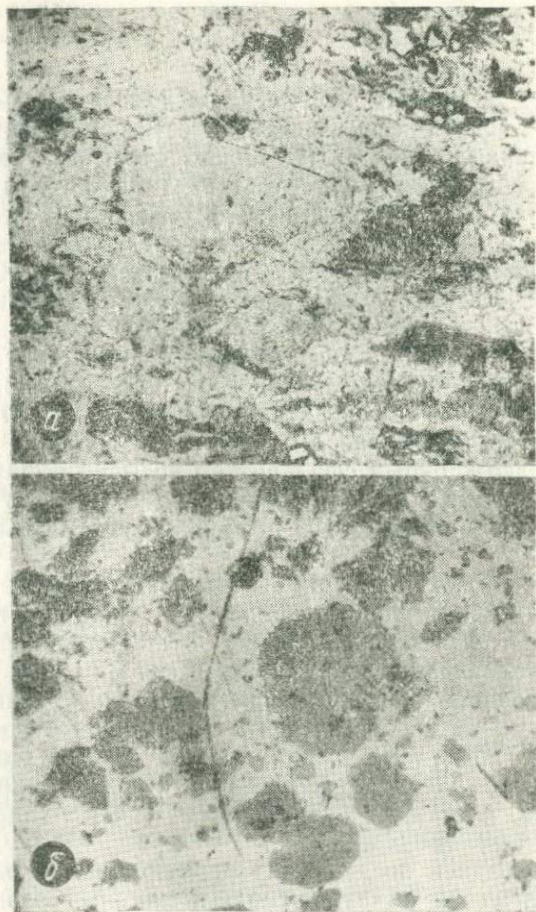


Рис. 14. Формы проявления сфалерита (Хандиза).

a — линзовидные образования сфалерита среди массы тонкопоросших сфалерита, галенита, халькопирита, англ., *b* — изометричные образования сфалерита среди галенит-халькопиритовой массы, англ.

турном травлении этих разновидностей выявлено, что в одних случаях различий во внутреннем строении бурого и черного сфалерита нет, в других — бурый сфалерит центральной части травится с большим трудом и имеет более крупнозернистое строение по сравнению с каемками черного, в третьих — двойники, не нарушаясь, переходят из бурого сфалерита в черный, и, наконец, серый сфалерит травится быстрее, он более мелкозернистый и

имеет полисинтетически-двойниковое строение в отличие от «плавающих» в нем «обломков» черного.

Отмеченные цветовые разности сфалерита исследованы прицельным локальным спектральным анализом на железо. Результаты показали, что в буром сфалерите содержание железа несколько выше, чем в каемках черного: в буром 3—5%, 3 и 0,5; в черном соответственно 3%, 1 и 0,5.

Это можно объяснить проявлением динамометаморфизма, переотложением сфалерита, что, как известно, сопровождается снижением содержания железа. Особенно отчетливо это видно на примере сфалерита метаморфического этапа, который характеризуется минимальным содержанием железа. Когда же различия в строении травлением не устанавливаются, изменение окраски сфалерита, видимо, обусловлено другими причинами.

В буром сфалерите, находящемся среди серого, наоборот, содержания железа несколько ниже: в буром 1 и 5%, в сером соответственно 3 и 10%. В обломках черного сфалерита количество железа также ниже (1%), чем в сером (3%), который его окружает. Эти факты можно объяснить наличием вкрапленности пирита в цементирующей массе.

Таким образом, бурый сфалерит по времени образования и по ассоциации с ранним пиритом относится к седиментационно-диагенетическому, испытывавшему в последующем сильный динамометаморфизм.

Регенерированный сфалерит встречается в виде кайм около «очковых» выделений бурого сфалерита, а также по трещинам отрыва в пластовых рудных телах; отличается серой и черной окраской, обусловленной повышенным содержанием железа. Вероятно, образование этого сфалерита связано с динамометаморфизмом раннего сфалерита, на что указывают развланцованный и обломочный габитус выделений, наличие тонких двойников, ориентированных по рассланцеванию руд и более широких в «тенях давления», а также с воздействием на него гидротермально-метасоматических процессов.

Сфалерит поздней послерудной регенерации находится в подчиненном количестве по отношению к ранним разновидностям. Он в виде кристаллов тетраэдрического облика размером до 2 см присутствует совместно с идиоморфным халькопиритом, галени-том, блеклой рудой в кварц-карбонат-баритовых жеодах и прожилках. Состав прожилков зависит от состава пересекаемых пород и руд, что указывает на их образование в результате переотложения минералов. Данная разновидность отличается низкой (0,07—0,08%) железистостью, светлой окраской — от медово-желтой до буро-красной, отсутствием эмульсионной вкрапленности халькопирита, бесцветными, желто-бурыми внутренними рефлексами.

Из элементов-примесей в сфалеритах наибольший интерес представляют кадмий (1831—3980 г/т), индий (до 81,9), галлий

(до 118), германий (до 25), для которых он служит концентратом и носителем. Из других примесей отмечаются теллур, селен, галлий, висмут, а также серебро и золото.

Галенит — один из главных минералов руд, по степени распространения занимающий третье место после пирита и сфалерита. Содержания его в рудах составляют от 0,4 до 23%.

Отмечаются четыре генетические разновидности галенита, из них первая и третья условно, вторая и четвертая — отчетливо.

Седиментационно-диагенетический выделяется предположительно по ассоциации с бурым и черным сфалеритом. Так, в массивно-полосчатых колчеданно-полиметаллических рудах тонкозернистый (0,001—0,3 мм) галенит совместно со сфалеритом слагает полосы, в существенно пиритовых рудах совместно с черным сфалеритом образует тонкие субграфические сростания, а также мелкие каплевидные включения в пирите и сфалерите.

Гидротермально-метасоматический галенит широко распространен в брекчиевидно-петельчатых колчеданно-полиметаллических, вкрапленно-пятнистых и сланцевато-брекчиевидно-петельчатых существенно полиметаллических рудах. Вместе с другими сульфидами галенит располагается в цементе тонкораздробленной породы в виде тонкозернистых агрегатов (0,001—0,3 мм), во вкрапленно-пятнистых рудах образует более крупные гнезда (2—3 мм). Гидротермально-метасоматический галенит совместно с халькопиритом и блеклыми рудами образует в сфалерите тонкие (0,001—0,2 мм) субграфические и петельчатые прорастания; в халькопирите развивается в виде ветвистых тонких прожилков, содержит реликты раннего сфалерита, халькопирита. Галенит располагается также в интерстициях и трещинках ранее образованного кварца, пирита, сфалерита, создавая интерстициальную и петельчатую микроструктуру. Совместно с халькопиритом часто образует оторочки вокруг кристаллов пирита, заполняет промежутки между ними или трещинки в них.

Регенерация галенита выражена в локальной перекристаллизации, пластических деформациях и перераспределении его с укрупнением агрегатов зерен.

Галенит поздней послерудной регенерации представлен мелко- и среднезернистой разновидью, слагающей секущие прожилки, и крупнозернистой (до 2 см) в жеодах среди сплошных и прожилково-вкрапленных руд в ассоциации с горным хрусталем, доломитом или баритом. Он обеднен практически всеми примесями, что подтверждает его образование в результате переотложения.

Наиболее интересные примеси галенита — селен (2,2,—470 г/т), теллур (0,5—9,2), висмут (6,5—3800), серебро, для которых он является концентратом и носителем. Присутствуют также индий, таллий, галлий, германий, кадмий, золото и др.

Халькопирит по степени распространения и относительному количеству среди рудных минералов занимает четвертое место после пирита, сфалерита и галенита. Отложение его связа-

но также с различными процессами. К седиментационно-диагенетическому условно могут быть отнесены включения халькопирита в пиритовых конкрециях. Парагенезис халькопирита с седиментационно-диагенетическим пиритом отчетливо выражен также в рудах массивно-полосчатых текстур, где полосы, сложенные сфалерит-галенитовой ассоциацией, обычно чередуются с полосами пирит-халькопиритового состава.

Гидротермально-метасоматический халькопирит распространен на месторождении довольно широко, но неравномерно. Заметно обогащены им руды всячего бока Главной рудной залежи. Здесь халькопирит тесно ассоциирует с другими сульфидами, образуя гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры сростаний, замещая ранее выделившиеся пирит и сфалерит.

В существенно-колчеданных рудах из карбонатно-кремнистого горизонта и массивно-тонкополосчатых колчеданно-полиметаллических рудах, халькопирит располагается по зонам роста в пирите, по сети тончайших трещинок в нем с образованием сетчатой, нитевидной структур, выполняет промежутки между кристаллами и обломками пирита, окаймляет их, часто образуя петельчатую, брекчиевую и брекчиевидную микротекстуры и структуры краевых каемок замещения.

В колчеданно-полиметаллических и существенно полиметаллических рудах халькопирит совместно с галенитом располагается между тонкообломочным материалом породы и обломковидным сфалеритом, замещает его, образуя каемки по границам агрегатов, и присутствует в нем в виде эмульсионной вкрапленности, субграфических и микропетельчатых прорастаний.

В участках окварцевания в прожилково-вкрапленных и брекчиевидно-петельчатых полиметаллических рудах часты гнездовидные и прожилковые мономинеральные обособления халькопирита.

Регенерированный халькопирит образует маломощные (до 3 см) оторочки в зальбандах рудных линз, обломков пород среди руд, между рудными прослоями и т. п., подчеркивая их контуры, что связано с процессами динамометаморфизма и гидротермального переотложения. Для динамометаморфированных руд характерны пятнистые обособления халькопирита, секущие прожилки в трещинах отрыва, оторочки в тенях давления пирита, а также полосовидные агрегаты.

Халькопирит поздней послерудной регенерации развит незначительно, представлен кристаллами тетраэдрической формы размером до 1,5 см. Встречается в ассоциации с горным хрусталем, доломитом, кальцитом, баритом, сфалеритом, галенитом в сростании с которыми образует прожилки, секущие вмещающие породы и руды, жеоды и гнезда.

Наиболее характерная примесь халькопирита — индий (0—31,8 г/т), селен (0—110), теллур (0,5—2,9), повсеместно присутствуют серебро, таллий, галлий, германий, кадмий, золото, вис-

мут, кобальт. Концентрации элементов-примесей в халькопиритах позднего послерудного переотложения заметно ниже.

Блеклые руды распределяются очень неравномерно. Так, в колчеданных рудах карбонатно-кремнистого горизонта они практически отсутствуют. В наивысших содержаниях (до 3,6%) находятся в колчеданно-полиметаллических и полиметаллических рудах всячего бока Главной рудной залежи. Выделяется три разновидности блеклых руд.

Наиболее широко представлена блеклая руда, которая находится в тесной ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом гидротермально-метасоматического типа. Она отмечается по трещинкам в пирите, вместе с другими сульфидами цементирует и частично замещает его зерна; образует каемки замещения около линзовидных и гнездобразных агрегатов сфалерита, замещает его, наследуя эмульсионную вкрапленность халькопирита, наряду с галенитом и халькопиритом субграфически прорастает сфалерит; находится в срастании с серебряными минералами — аргентитом, пираргиритом, полибазитом и др., содержит включения самородного золота и серебра.

Детальное изучение состава этой блеклой руды на микроанализаторе «MS-46» (более 50 анализов), проведенное совместно с Н. В. Зеленской, показало ее сложный состав, что объясняется широким изоморфизмом элементов как катионной, так и анионной части.

Содержание сурьмы и мышьяка колеблется в широком диапазоне: от 0,0 до 30,1% и от 0,0 до 18% соответственно. Постоянно присутствуют серебро — от 0,3 до 37,3%, цинк — от 3,4 до 9,6%, железо — от 0,4 до 4,22%, причем концентрации этих элементов выше в разностях, богатых сурьмой. Редко присутствуют также свинец (0,45—1,5%), висмут (3,9%). В галените, на контакте с висмутсодержащей блеклой рудой, содержится около 2% висмута.

Наиболее распространены смешанная и сурьмянистая блеклые руды. Мышьяковистая разность встречается редко, в основном в рудах всячего бока Главной рудной залежи, в ассоциации с арсенопиритом в виде каемок вокруг него, чем и обусловлено появлению ее (рис. 15).

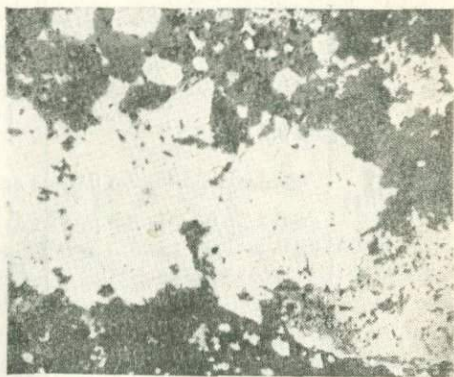


Рис. 15. Теннантит (светло-серое) развивается в виде каемок по границам зерен арсенопирита (белое), аншл. (Хандиза).

Минералы серебра и характер их проявления

Минерал	Химический состав (%) по данным микрорентгеноспектрального локального анализа (количественного); дебаеграммы	Ассоциация	Форма, размер (мм)
Фрейбергит	Ag 14,7—37,3 Sb 12,97—28,56 Cu 24,5—35,2 As 0,0—3,8 Zn 0,91—9,02 S 18,67—24,38 Fe 0,2—4,48	Блеклая руда, галенит, халькопирит, аргентит, полибазит, пираргирит, штроемейрит	Неправильная изометричная 0,005—0,8
Аргентит (акантит)	Ag 78,53—85,36 Zn 0,0—1,3 Cu 0,7—2,8 S 14,0—15,3 Fe 0,0—1,05	Галенит, сфалерит, блеклая руда, кварц, фрейбергит, полибазит, пираргирит, штроемейрит	Неправильная, ксеноморфная, прожилковая, изометричная, каплевидная; от 0,005—0,01 до 0,2—0,3, преобладает 0,05—0,07
Полибазит	Ag 56,0—66,7 As 0,4—0,8 Cu 8,8—9,5 S 16,4—17,0 Sb 3,7—6,3 (4) 3,4; (10) 3,07; (2) 2,85; (3) 2,64; (9) 2,48; (2) 2,31; (3) 2,11; (1) 1,934; (3) 1,688; (2) 1,539	Блеклая руда, галенит, халькопирит, сфалерит, кварц, серицит, фрейбергит, аргентит	Неправильная, ксеноморфная, прожилковая; от 0,002—0,003 до 0,1—0,5
Серебро самородное	Ag 86,6—100 Au 0,0—2,5	Блеклая руда, галенит, кварц, аргентит, полибазит, самородное золото	Неправильная, волосовидная, дендритовидная, комковидная; 0,001—0,2; преобладает 0,05—0,07
Серебросодержащий халькопирит	Ag 2,0—5,0 Характерная побежалость от желто-розовой до зелено-синефиолетовой	Халькопирит, галенит, пирит, сфалерит, блеклая руда, пирит	Неправильная, ксеноморфная; 0,3—1,0
Пираргирит	Ag 58,9—62,0 Sb 21,4—23,9 S 16,6—18,4	Галенит, блеклая руда, фрейбергит, аргентит, полибазит	Неправильная, изометричная, каплевидная, шестигранная, волосовидная; пластинчатая; 0,002—0,04
Ялпайт	Ag 68,1—74,6 Fe 0,15—6,4 Cu 5,3—6,9 Zn 1,0—2,5 Sb 1,6—2,3 S 13,8—15,15	Блеклая руда, галенит, кварц	Неправильная, листовидная, менее 0,001—0,04

Минерал	Химический состав (%) по данным микрорентгеноспектрального локального анализа (количественного); дебаеграммы	Ассоциация	Форма, размер (мм)
Штрмейерит	Ag 22 S 16,0 Cu 30 Fe 0,7 (полуколичественный анализ)	Галенит, блеклая руда, сфалерит, кварц	Изометричная, каплевидная; от 0,003—0,007 до 0,02—0,04
Аргентонирит	(10) 4,17; (9) 3,36; (10) 3,02; (4) 1,925 (4) 1,838; (4) 1,741	Халькопирит	Неправильная; 0,00п

Блеклые руды с содержанием серебра выше 13% отнесены к фрейбергиту. Серебро в нем колеблется от 14,7 до 37,3%, повсеместно сурьма (12,97—28,56%) преобладает над мышьяком (0,0—3,8%), присутствуют цинк (0,91—9,02%) и железо (0,2—4,88%). Фрейбергит ассоциирует со смешанными и сурьмянистыми блеклыми рудами, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, пиритом, аргентитом, полибазитом, пираргиритом и др. Находится в виде включений неправильной и изометричной форм размером от 0,005 до 0,08 мм.

Другая разновидность блеклой руды (регенерированная) образует относительно самостоятельные обособления в виде прослоек, гнезд размером до нескольких см в ассоциации с молочно-белым кварцем в зальбандах существенно полиметаллических руд. Особенно широко развита эта блеклая руда на участке Чинарсай, где отчетливо наблюдается ее переотложенный характер в связи с зонами секущих нарушений северо-восточного простирания.

По данным химического анализа в этой разновидности блеклой руды из Главной рудной залежи присутствуют (вес.%): медь — 25,34, сурьма — 18,15, мышьяк — 0,76, сера — 26,57, железо — 4,76, свинец — 1,26, цинк — 14,72, серебро — 0,4, висмут — 0,03, ртуть — 0,03, селен — 0,0039. Рентгенометрическое изучение показало, что значения d/n отвечают тетраэдриту с параметром решетки $10,26 \text{ \AA} \pm 0,001$. На участке Чинарсай эта разновидность отчетливо отличается отсутствием серебра и почти повсеместными включениями самородного золота.

И, наконец, ограниченно развита блеклая руда, образующая вкрапленность и гнезда кристаллов тетраэдрической формы размером 1—2 см в ассоциации с другими сульфидами, в кварцбарит-доломит-кальцитовых пострудных прожилках и жеодах этапа пострудного переотложения.

Минералы серебра, помимо фрейбергита, представлены аргентитом, полибазитом, самородным серебром, несколько реже встречаются пираргирит, ялпант, штрмейерит. Они изучены ме-

тодами микрорентгеноспектрального локального анализа (Михайлова и др., 1976), рентгеноструктурным, оптическим. Характеристика их, состав, ассоциация и форма проявления отражены в таблице 12 и на растровых картинках (рис. 16, 17, 18).

Золото распределяется в рудах очень неравномерно.

Выделяются две главные ассоциации минералов, несущие золото: ранняя кварц-пиритовая и поздняя сфалерит-халькопирит-галенит-блеклорудная. Включения золота установлены во всех минералах этих ассоциаций.

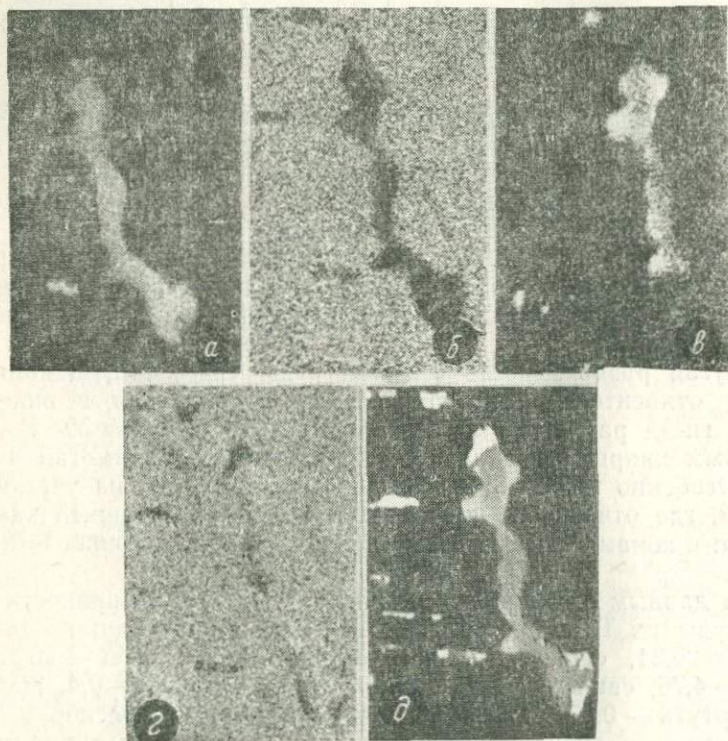


Рис 16. Растровые картины распределения серебра (а), свинца (б), меди (в), серы (г) в аргентите-акантите и галените, д — изображение в электронных лучах, аншл., Хандиза (100×100 мк).

В кварце и пирите золото располагается на пересечении мелких трещинок, в межзерновых пространствах и другого рода пустотах, а также в виде оторочек около катаклазированных кристаллов, что и определяет его форму (рис. 19).

Для галенита, халькопирита, сфалерита и блеклой руды более характерны каплевидные, прожилковые и особенно неправильные зерна со сглаженными очертаниями и ответвлениями в

сторону межзерновых пространств. В галените встречаются также ксеноморфные включения золота.

Для золотин, выделенных из шлихов, характерны пленки, амебообразные выделения, изометричные (каплевидные), вытя-

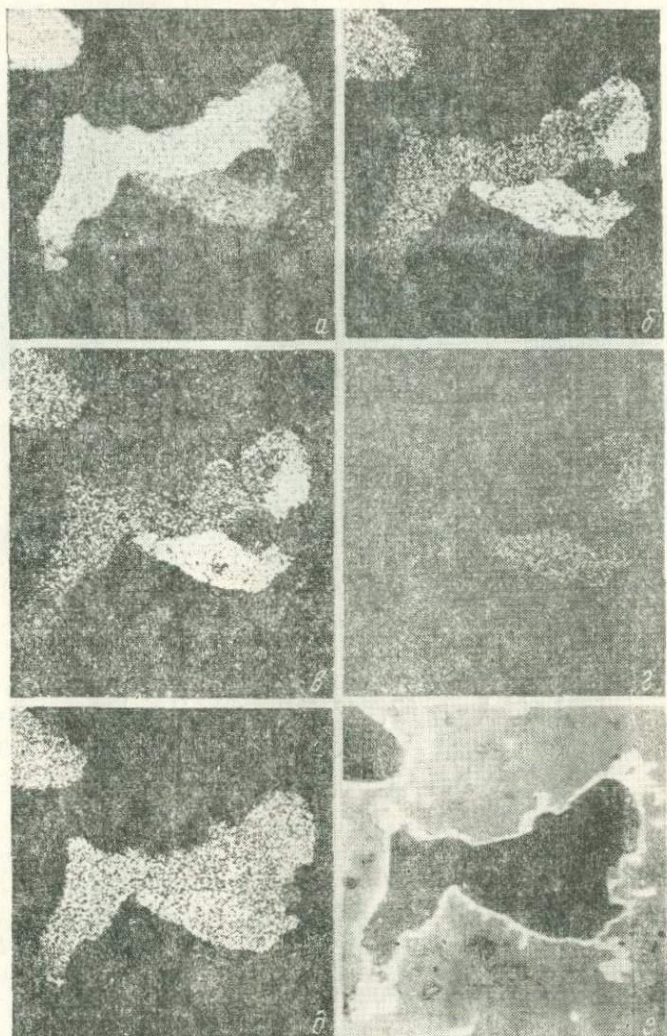


Рис. 17. Растровые картины распределения элементов в сростке полибазита с аргентитом и галенитом.

а — серебро, *б* — медь, *в* — сурьма, *г* — цинк, *д* — сера, *е* — изображение в электронных лучах, аншл., Хандиза (100×100 мк).

нутые («проволочные»), комковидные, губчато-дендритовые, октаэдрические кристаллики, плохо оформленные кристаллы кубов и др.

В соответствии с классификацией Н. В. Петровской (1973), золото по размерности можно разделить на две основные группы: тонкодисперсное, измеряемое долями микрон, и видимое, размером 1—0,01 мм. Как и на большинстве существенно сульфидных месторождений, золото в рудах Хандизы находится преимущественно в тонкодисперсной форме. Видимое золото разделяет-

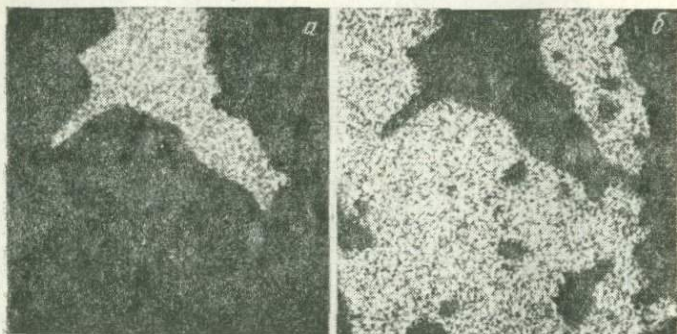


Рис. 18. Растровые картины распределения серебра (а) и свинца (б) во включении самородного серебра среди галенита, аншл., Хандиза (100×100 мк).

ся на пылевидное — 0,01—0,05 мм, очень мелкое — 0,05—0,1 мм, мелкое — 0,1—0,9 мм и редко средней крупности. Наиболее часто встречается очень мелкое золото.

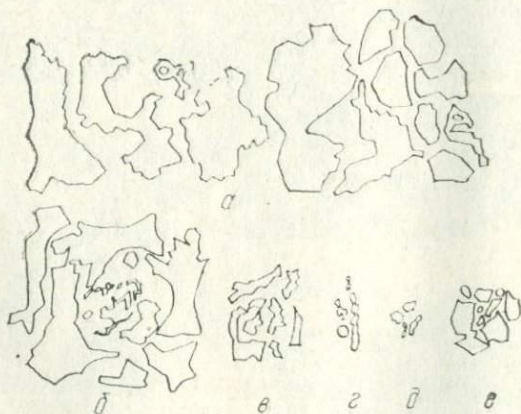


Рис. 19. Формы и относительные размеры микро-включений золота в кварце (а), галените (б), пирите (в), сфалерите (г), халькопирите (д), блеклой руде (е). Хандиза.

Состав золотин и их внутреннюю структуру исследовали на рентгеновском микроанализаторе (Зеленская, Панкратьев, 1975). Основная примесь в золоте — серебро, содержание которого

колеблется в очень широких пределах. С учетом приведенной в работе Н. В. Петровской (1973) классификации золота по содержанию в нем серебра, могут быть выделены следующие разновидности золота: весьма высокопробное, почти чистое (95—99% золота); высокопробное (90—95%), умеренновысокопробное, средней пробы (80—89%, относительно низкопробное (70—79%), низкопробное (60—69%), весьма низкопробное, высокосеребристое (менее 60%). Среди них преобладают две основные разновидности: раннее относительно высокопробное (70—99%), ассоциирующее с кварцем и пиритом, и позднее низкопробное (50—70%), находящееся в сфалерит-халькопирит-галенитовой ассоциации. На участке Чинарсай пробность золота поздней ассоциации заметно увеличивается (до высокопробного), что свя-

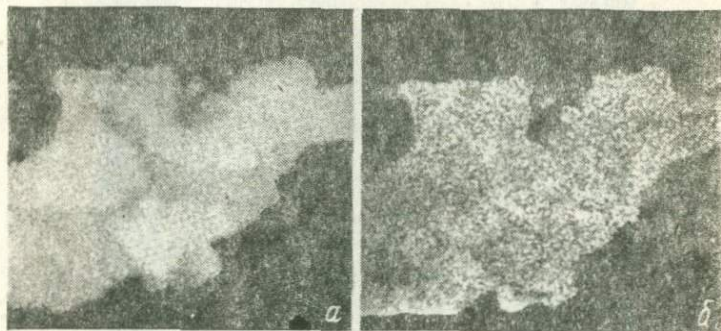


Рис. 20. Растровые картины распределения золота (а), серебра (б) во включении самородного золота, аншл., Хандиза (100×100 мк).

зано, по-видимому, с общим увеличением золото-серебряного отношения в рудах.

Внутренняя структура золотин очень неоднородна, серебряная фаза в них находится в виде гнезд и чаще каемок по краям зерен (рис. 20, 21).

Из прочих рудных минералов, встречающихся спорадически, можно отметить арсенопирит в полиметаллических и колчеданно-полиметаллических рудах в ассоциации с галенитом, пиритом, сфалеритом, теннантитом; пирротин в виде мелких изометричных включений в пирите и эмульсионной вкрапленности наряду с халькопиритом в сфалерите; марказит в тесных сростаниях с пиритом в колчеданных рудах; гематит в виде тонкодисперсной рассеянной вкрапленности и тонких слойков в кремнистой породе верхнего вулканогенного горизонта (надрудная толща), густых вкраплений в кварце с образованием характерных вишнево-бурых оторочек (1—5 см) висячем боку Главной рудной залежи на контакте с перекрывающей надрудной толщей; магнетит в ассоциации с гематитом.

Кварц — один из наиболее широко распространенных мине-

ралов околорудных метасоматитов и руд. Устанавливается три его генетических типа. Ранний кварц (гидротермально-метасоматический) проявился в окварцевании пород, образовании согласных и секущих прожилков, жил и линз (до 0,5 м в раздувах), гнезд с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Кварц регенерации тесно ассоциирует с пиритом, цементирует его обломки, образует вокруг него оторочки стебельчатого строения. Кварц поздней послерудной регенерации слагает маломощные

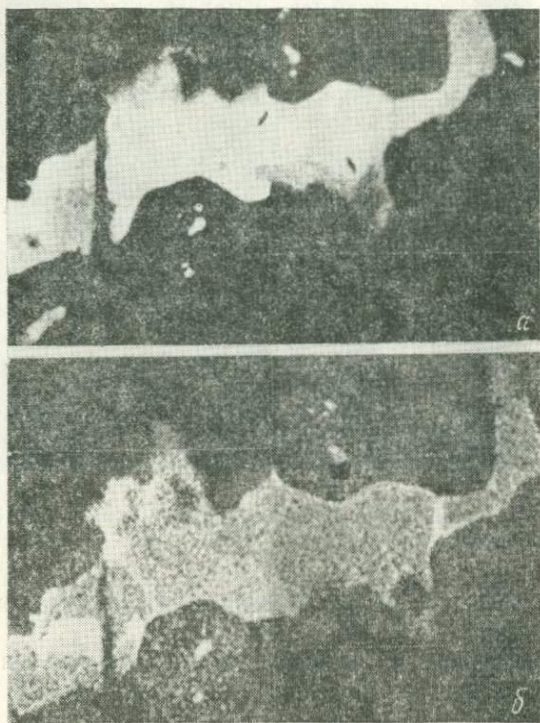


Рис. 21. Растровые картины распределения золота (а), серебра (б) во включении самородного золота, аншл., Хандиза (100×100 мк).

(первые см) прожилки переотложения, секущие породы и руды, в которых ассоциирует с карбонатами, баритом, сульфидами.

По данным спектрального анализа кварц содержит элементы-примеси, которые в послерудном кварце встречаются значительно реже, чем в раннем. Золото в кварце находится на уровне кларка.

Хлорит — один из главных минералов руд и зон гидротермального околорудного изменения. Он ассоциирует с кварцем, альбитом, калишпатом, серицитом, карбонатом, гематитом, пиритом и другими сульфидами. Хлорит широко развит в зонах расланцевания колчеданных руд среди доломитов, колчеданно-по-

диметаллических Главной рудной залежи, а также в зальбандах рудных тел. Он слагает зоны мощностью до 0,5—1,5 м монохлоритового и серицит-хлоритового состава и сопровождается тонкой вкрапленностью пирита (до 5—10%). Крупночешуйчатый хлорит (переотложенный) образует оторочки около пирита.

Таблица 13

Межплоскостные расстояния хлоритов с примесью гидрослюда месторождения Хандиза

Обр. 2789				Обр. 2660-X			
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	17,0	5ш	1,568			3	1,561
6	14,5	10	1,539	4	15,0	7	1,531
		4	1,504	4	10,2	8	1,504
1	8,7	3ш	1,462			2	1,455
2	7,7	1р	1,417	4	7,2	1	1,431
9	7,1	5ш	1,393			3	1,393
2	5,3			2	5,0	1	1,372
9	4,76	1р	1,351	2	4,7	4	1,349
2	4,63	4ш	1,320	7	4,5	3	1,318
4	3,92	3ш	1,291	2	3,9	4	1,299
2	3,66			6	3,7	3	1,250
9	3,56	3ш	1,219	6	3,5	3	1,219
0,5	3,34	3 пол.	1,167	5	3,3	1	1,188
1	3,14		1,174	1	3,2		
0,5	3,02	2 ош.	1,130	2	3,0		
5ш	2,84	3 ош.	1,095	8	2,84	1	1,112
2ш	2,71			1	2,73	1	1,095
4	2,59	4ш	1,043			2	1,041
7	2,54	4ш	1,032	10	2,56	1	1,032
6	2,44	2ш	1,014	4	2,46	2	1,014
3	2,38	4 ош.	1,000	4	2,38	3	1,999
3	2,26	5 пол.	0,9903	3	2,25		
1р	2,22		0,9854	3	2,21		
				3	2,14		
1р	2,07			1	2,07		
8ш	2,01			8	2,00		
3	1,88			2	1,880		
3	1,82			3	1,832		
2р	1,74			2	1,738		
3	1,69			2	1,703		
2р	1,66			6	1,657		

Детальные химические, рентгенометрические (табл. 13) и термические исследования хлоритов показали, что они относятся главным образом к магнезиальной (пеннин-клинохлоровой и прохлорит-корундофиллитовой подгруппам) и реже железомagneзиальной группам. Среди них можно выделить пеннин, клинохлор, корундофиллит, прохлорит. И только хлориты из туфов липарит-дацитового порфира надрудной толщи могут быть отнесены к железистым разновидностям.

Серицит — широко распространенный минерал руд и зон изменения. Он тесно ассоциирует с кварцем, хлоритом, карбонатом, пиритом, пропитывает породы, располагаясь в них ориентированно по сланцеватости (в туфах), в участках брекчирования развивается между обломками, цементируя их и т. д. Особенно большие скопления серицита отмечаются в контактах рудных тел, где он образует зоны до 0,5 м мощностью почти моносерицитовых пород и в самих рудных телах в ассоциации с кварцем. Обычно серицит пропитан пылевидной вкрапленностью пирита. Отмечаются также оторочки переотложенного крупночешуйчатого серицита около кристаллов пирита, прожилки, секущие рудные скопления (рис. 22).



Рис. 22. Пересечение агрегатов сфалерита — галенита (серое, белое) крупноластинчатым мусковит-фенгитом (черное), аншл. (Хандиза).

Слюды, по данным О. В. Андреевой, во внешних частях рудных зон представлены смесью политипных модификаций 1М и 2М, а во внутренних — разностью 2М и имеют калиевый состав.

По составу серицит может быть отнесен к мусковит-фенгиту. Кроме того, в зонах серицитизации присутствует гидрослюда, в основном, гидромусковит.

Сerpентин распространен главным образом среди колчеданных руд карбонатно-кремнистого горизонта. В контактовых зонах отдельные участки почти полностью представлены серпентином. Он представлен двумя разновидностями — серпофитом и продольноволокнистым.

Карбонаты распространены довольно широко, но меньше чем кварц. Они представлены обычно доломитом, кальцитом; во внутренних зонах околорудных изменений встречается анкерит. Также как и кварц, в зонах гидротермального изменения пород карбонаты проявились в виде маломощных прожилков, в цементе катаклазированного пирита в ассоциации с кварцем, баритом, сульфидами поздней послерудной регенерации.

Барит очень редок, находится в ассоциации с кварцем, карбонатами и сульфидами поздней послерудной регенерации в прожилках и гнездах среди пород и руд.

Геохимические особенности руд

Руды месторождений колчеданно-полиметаллической формации, и в частности месторождения Хандиза, по сравнению с

месторождением Учкулач барит-пирит-(марказит)-галенит-сфалеритовой формации значительно богаче элементами-примесями и по набору, и по содержаниям.

Помимо свинца, цинка, меди, сурьмы, мышьяка, руды месторождения Хандиза содержат кадмий, серебро, золото, селен, теллур, индий, висмут, галлий, германий, никель, кобальт. В незначительных количествах спорадически присутствует рений, молибден (80 г/т в пирите), ртуть (до 0,1% в блеклой руде), платина, родий (до 0,075 г/т), палладий (до 0,15 г/т) (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Основными концентраторами и носителями ценных компонентов являются: галенит — селена, теллура, висмута и серебра; сфалерит — кадмия, индия, галлия, германия; пирит — галлия, частично селена и теллура; халькопирит наряду со сфалеритом носитель индия, германия, галлия и наряду с галенитом — висмута и серебра; нерудная составляющая (серицит, хлорит) наряду с сульфидами является носителем значительной части галлия, галлия, германия.

В распределении ряда элементов отмечается вертикальная зональность: от нижних горизонтов месторождения к верхним уменьшается содержание селена, индия и увеличивается серебра, золота, галлия. С запада на восток содержания индия увеличиваются, а селена в рудах и галлия, германия в сфалеритах снижаются.

Ниже приводятся данные по распределению в рудах элементов-примесей.

Кадмий в рудах Хандизинского месторождения, как и в других месторождениях подобного типа, весьма устойчивая и характерная примесь. Содержание его варьирует от 100 до 2050 г/т (табл. 10) и отчетливо зависит от количества сфалерита, который сосредоточивает в себе более 90% всего кадмия в рудах.

Количество кадмия в сфалеритах колеблется от 2682 до 4666 г/т; максимально оно в сфалеритах из массивно-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд (табл. 14).

Из других сульфидов по содержанию кадмия заслуживают внимания халькопирит (10—125 до 333 г/т) и блеклая руда (до 770 г/т).

Минералы кадмия в рудах отсутствуют.

Серебро распределяется в рудах очень неравномерно. Содержание его возрастает от колчеданных руд карбонатно-кремнистого горизонта к колчеданно-полиметаллическим вулканогенного. В пределах Главной залежи эта закономерность выдерживается от лежачего бока к висячему. Наряду с этим в центральной части отсутствует прямая корреляция между главнейшими элементами и серебром, свойственная остальным типам руд, вследствие проявления собственно серебряной минерализации. Серебро, наряду с баритом, образует также устойчивые ореолы рассеивания в надрудных частях месторождения.

Главными концентраторами серебра являются блеклая руда, галенит и халькопирит.

В сульфидах этапа поздней регенерации количество серебра, как и большинства других примесей, резко падает и не превышает 110 г/т в галените.

Говоря о формах нахождения серебра в рудах, можно отметить, что в пробах с относительно низкими содержаниями оно практически все находится в виде изоморфной примеси. В пробах с более высокими содержаниями на сульфиды приходится лишь

Т а б л и ц а 14

Содержание кадмия и индия в сульфидах различных типов руд (г/т)

Текстурно-минералогический тип руд	Сфалерит		Галенит		Пирит		Халькопирит		Блеклая руда	
	Cd	In	Cd	In	Cd	In	Cd	In	Cd	In
Крупнозернистые колчеданные					< 100	0,5				
Вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические	3576	33,1	111	0,2	< 100	< 0,2	100	17,3		
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические	4165	81,8	100	0,0	< 100	0,0	325	31,8		
Массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические	3900	18,0	100	0,0	< 100	0,3	100	1,2	770	3,8
Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические	3750	3,9	100	0,2	< 100	0,0	134	0,7		
Массивно-сланцевато-петельчатые существенно полиметаллические	3105	5,42	100	0,2	< 100	0,2	333	1,0		

25—50% серебра, что обусловлено наличием его самостоятельных минералов.

Для проверки вероятности изоморфного вхождения серебра в сульфиды, в частности, наличия галоидной формы соединений серебра в сфалерите Э. П. Николаевой (Михайлова и др., 1976) были проведены опыты по его выщелачиванию 10%-ным раствором аммиака по методике Ю. С. Парилова и Т. Д. Неталиевой (1973), которые показали, что в этой форме находится от 6 до 42% серебра.

Золото распределяется в рудах очень неравномерно. Причем между содержаниями серебра и золота наблюдается прямая корреляция. Количество золота, как и серебра, увеличивается от колчеданных руд в нижней части разреза к вкрапленно-пятнистым колчеданно-полиметаллическим рудам лежащего бока, существенно полиметаллическим и массивно-тонкополосчатым колчеданно-полиметаллическим висячего бока Главной рудной залежи.

Золото находится в виде субмикроскопических и мелких включений относительно высокопробного самородного в кварце и пирите и в виде более широко развитого — электрума в блеклой руде, галените, реже халькопирите, сфалерите, о чем было сказано выше.

Индий распределяется в рудах неравномерно. Резко повышенными концентрациями индия (табл. 14) по сравнению с остальными типами руд характеризуются массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды (35,7 г/т), самыми низкими — прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые колчеданно-полиметаллические (0,2—0,3 г/т).

Как известно, в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений главные концентраторы и носители индия — сфалерит и халькопирит, при этом наибольшая роль отводится последнему. В рудах Хандизинского месторождения индий накапливается, в основном, в сфалерите, где содержания его изменяются от следов до 81,9 г/т. Наиболее богаты им сфалериты из массивно-полосчатых (81,9 г/т) и вкрапленно-пятнистых (33,1 г/т) колчеданно-полиметаллических руд лежащего бока Главной рудной залежи, а также из метаморфических гнейсов глубоких горизонтов месторождения (74 г/т). В халькопирите концентрации индия заметно ниже, хотя и поднимаются до 28—31,8 г/т. Повышенным содержаниям индия в халькопиритах отвечают высокие его содержания в сфалеритах. Концентрации в галенитах и пиритах не превышают 0,2 г/т и редко достигают соответственно 5 и 10,6 г/т, в блеклой руде его содержится 3,8 г/т.

В сульфидах этапа поздней послерудной регенерации индия значительно меньше — в галените не более 0,3 г/т, в сфалерите 25, в халькопирите 19 г/т.

Индий не образует в рудах самостоятельных минералов и рассеян в сульфидах.

Селен — характерная и устойчивая примесь руд месторождения Хандиза, содержания его колеблются от 1—2 до 47 г/т (табл. 15). Отмечается повышение содержания селена в рудах по падению залежи и в направлении с востока на запад.

Селен — типичный халькофильный элемент и концентрируется в сульфидной части руд. Распределение его в различных сульфидах неравномерное и содержания колеблются от первых единиц до первых сотен граммов на тонну. Такой диапазон обычен для сульфидов подобных колчеданно-полиметаллических месторождений. Главным концентратором и носителем селена является галенит (до 470 г/т), довольно высоки его содержания в пирите (до 200 г/т), халькопирите (до 240 г/т) и сфалерите (до 150 г/т).

Отчетливо снижается количество селена в верхних горизонтах месторождения.

Наивысшие концентрации селена — в сульфидах из метаморфических пород нижнего кембрия — самых нижних частей геоло-

гического разреза месторождения. В вышележащих колчеданных рудах карбонатно-кремнистого горизонта они ниже, причем во вкрапленных пиритах селена меньше, чем в сплошных рудах. В сульфидах Главной рудной залежи концентрации селена минимальны, при этом выдерживается та же закономерность снижения его содержаний от лежащего бока залежи к висячему (табл. 16).

Вместе с тем имеются некоторые отклонения от этой зональности. Так, в пиритах массивно-полосчатых руд они аномально

Таблица 15

Содержания (г/т) селена и теллура в сульфидах различных типов руд

Текстурно-минералогический тип руд	Сфалерит		Галенит		Пирит		Халькопирит		Блеклая руда	
	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te
Крупнозернистые колчеданные					92,2	0,5				
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические	7,4	0,5	173,1	0,6	14,2	0,5	9,7	0,5		
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические	0,6	0,5	61,3	<0,5	9,9	0,5	11,5	1,2		
Массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические	1,0	<0,5	68,3	<0,5	6,2	0,6	9,3		39,0	2,0
Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические	2,0	<0,5	45,4	<0,5	6,2	0,5	6,6	1,3		
Массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатые существенно полиметаллические	2,4	<0,5	34,2	<0,5	6,7	1,34	3,2	1,7		

низкие (9,9 г/т), что объясняется, по-видимому, высокой ролью в составе руд осадочного пирита.

В процессе поздней послерудной регенерации происходит переотложение и очищение сульфидов от примесей, в том числе и от селена. Концентрации его составляют редко до 30—31 г/т в галените.

Основные черты геохимии селена определяются широким изоморфизмом с серой. Соотношение серы и селена в сульфидах колеблется в значительных пределах, снижаясь от пирита к галениту.

Теллур в рудах месторождения Хандиза не образует значительных скоплений (табл. 10). В большинстве изученных проб он находится в количестве менее 0,5 г/т (ниже чувствительности анализа) и только в отдельных поднимается до 1—2 г/т.

Общеизвестна геохимическая близость теллура с селеном. Она проявляется в наличии прямой корреляции их содержаний. Отношение селена к теллуру в рудах Хандизы очень высокое и колеблется от 56—20 : 1 до 5—7 : 1. Это отличает их от руд аналогичных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, в которых оно ниже вследствие более высоких содержаний теллура.

Основным концентратом и носителем теллура, как и селена, является галенит (до 5,9—9,2 г/т).

Значащим содержаниям теллура в галените соответствуют и значащие его содержания в других сульфидах. Так, в одной из

Таблица 16

Содержания селена в сульфидах в вертикальном разрезе месторождения Хандиза

Тип руды	Селен, г/т			
	пирит	сфалерит	галенит	халькопирит
Кварц-сфалерит-пиритовые жилы из метаморфических сланцев нижнего кембрия	84—110 (до 210)	150		
Колчеданные руды карбонатно-кремнистого горизонта: сплошные вкрапленные	73—92,2 31,6	70	162	до 110
Вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические руды лежачего бока Главной рудной залежи	14,2	7,4	173,1	9,7
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды средней части залежи	9,9	0,65	61,8	
Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические руды всячего бока залежи			16,5—56,4	

проб в ассоциирующих галените, халькопирите и блеклой руде находятся близкие количества теллура (2,4; 2,3; 2,0 г/т).

В сфалеритах и пиритах более низкие содержания теллура, лишь в отдельных пробах пирита они поднимаются до 4,4 г/т.

В сульфидах поздней послерудной регенерации теллур практически отсутствует.

Висмут в рудах присутствует повсеместно в количествах от 30 до 200 г/т. Причем наивысшими содержаниями обладают высокосульфидные массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды (120 г/т), наименьшими — руды с низкой сульфидностью — брекчиевидно-петельчатые (менее 30 г/т). В остальных типах руд содержания близкие (30—50 г/т).

В сульфидах висмут распределяется очень неравномерно. Наивысшие его концентрации в галенитах — до 3800 г/т.

Довольно значительны они в пиритах (до 850—900 г/т) и несколько ниже в сфалеритах (14—350) и халькопиритах (10—40).

В сульфидах поздней послерудной регенерации содержания висмута резко снижаются и не превышают в галените 130 г/т, а в сфалерите и халькопирите — 20 г/т.

По данным рентгеноспектрального локального анализа изоморфные содержания висмута в галенитах достигают 2%.

Таллий в рудах Хандизинского месторождения образует концентрации, обычные для месторождений этого типа (табл. 17).

Распределение таллия в рудах показывает, что он проявляет как халькофильные, так и литофильные свойства, что обуславливает повышенные его концентрации в пирите и присутствие в сериците, менее — в хлорите. Нерудная составляющая является концентратом и носителем таллия во вкрапленно-пятнистых, прожилково-вкрапленных и брекчиевидно-петельчатых полиметаллических рудах. Содержание таллия здесь прямо пропорционально количеству находящегося в ней калия (рис. 23, а) или серицита и менее — хлорита. Интересно отметить, что для таллия и рубидия отмечается аналогичная зависимость.

Таллий, проявляющий халькофильные свойства, концентрируется в основном в пирите — до 93,4 г/т, что значительно ниже, чем на месторождении Учкулач.

Содержание его в халькопирите обычно составляет 0,2—7,3 г/т, необычно высоко поднимаясь на восточном фланге залежи (до 44,1 г/т). Роль сфалерита, блеклой руды, галенита незначительна (3, 0,7 и 3,2 г/т соответственно). Исключение составляют случаи, когда из-за резкого количественного преобладания в руде ощутимым носителем таллия становится сфалерит, хотя пирит остается его концентратом. Подобное распределение таллия в сульфидах отмечается для многих колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

В пиритах содержания таллия различны. На самых низких горизонтах месторождения, среди метаморфических гнейсов и сланцев нижнего кембрия они минимальны (до 18 г/т). Пирит, образующий вкрапленность в породах карбонатно-кремнистого горизонта, более богат таллием (до 50 г/т), нежели пирит из сплошных руд (до 4 г/т). И, наконец, максимальные содержания таллия (до 93,4 г/т) — в пирите из прожилково-вкрапленных и брекчиевидно-петельчатых полиметаллических руд, что можно объяснить наличием в них сингенетичного пирита, который образует рассеянную тончайшую вкрапленность и согласные мелкие (до 1 см) линзочки, состоящие из ступков мельчайших зерен кристаллического, глобулярного и фрамбоидального строения. Этот пирит по данным лазерного локального спектрального анализа содержит 200—300 г/т таллия. Присутствует он и среди туфо-кремнистых пород в зальбандах массивно-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд, в то время как в контурах самих

этих руд пириты таллием обеднены (0,4 г/т). Таким образом, наблюдается обогащенность таллием сингенетичных пиритов.

Таблица 17

Содержания таллия, галлия и германия в сульфидах различных типов руд (г/т)

Текстурно-минералогический тип руд	Сфалерит			Галенит			Пирит		
	Tl	Ga	Ge	Tl	Ga	Ge	Tl	Ga	Ge
Крупнозернистые колчедан-ные							0,2	<1,0	<0,5
Вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические	0,15	63,2	5,6	0,1	<1,0	<0,5	4,1	<1,0	<0,5
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические	0,45	66,3	4,8	0,4	<1,0	<0,5	0,6	1,0	1,8
Массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические	0,0	110,0	8,4	0,3	0,0	0,6	1,3	0,0	2,2
Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические	1,0	59,7	20,2	0,15	<1,0	<0,5	33,0	<1,0	1,5
Массивно-сланцевато-петельчатые существенно полиметаллические	<0,1	42,9	5,21	<0,1	<1,0	<0,5	9,9	0,5	1,55

Текстурно-минералогический тип руд	Халькопирит			Блеклая руда			Нерудные		
	Tl	Ga	Ge	Tl	Ga	Ge	Tl	Ga	Ge
Крупнозернистые колчедан-ные							0,2	38,0	2,0
Вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические	0,1	5,8	2,6				3,3	20,5	1,1
Массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические	4,0	20,0	2,3				2,1	39,0	2,85
Массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические	7,3	10,5		2,0	5,0	5,0	1,4	34,0	7,4
Прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые полиметаллические	4,0	7,7	8,7				3,1	7,7	7,3
Массивно-сланцевато-петельчатые существенно полиметаллические	13,8	7,7	5,1				2,77	32,17	12,7

Сульфиды поздней послерудной регенерации в целом беднее таллием (0—10 г/т).

Галлия в рудах Хандизинского месторождения — от 8 до 63 г/т (табл. 17), что несколько превышает концентрации в рудах подобных месторождений Рудного Алтая.

В поведении галлия четко проявляются как халькофильные, так и литофильные свойства, вследствие чего он распределяется как в сульфиде, преимущественно в сфалерите, так и в нерудной составляющей — сериците, хлорите. Зависимость содержаний «литофильного» галлия в рудах от количества в них серицита (с примесью хлорита) показана на рис. 23, б. Роль сфалерита и серицита (с хлоритом) как носителей галлия находится в зависимости от содержания в них галлия и от количества их в руде. Халькофильные свойства галлия проявлены сильнее, чем литофильные, и основное количество его находится за счет сфалерита, который концентрирует около 99% галлия, проявившего халькофильные свойства. Отчетливо наблюдается увеличение содержания галлия в сфалерите от нижних горизонтов месторождения (5—33 г/т, в колчеданных рудах) к висячему боку Главной рудной залежи (110 г/т в массивнотонкополосчатых колчеданно-полиметаллических рудах). Отмечается также тенденция увеличения галлия в сфалерите с востока на запад залежи.

Из других сульфидов галлий постоянно отмечается в халькопирите (1,2—35 г/т). В пирите и галените он практически отсутствует (до 2,3 г/т в единичных пробах).

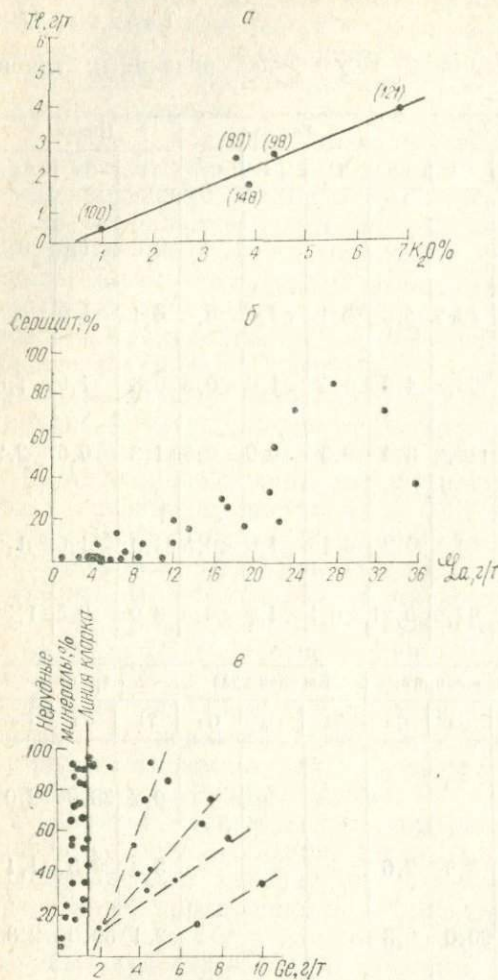


Рис. 23. Зависимость содержаний галлия от количества K_2O в нерудной части проб (а), цифры в скобках — отношение рубидия к галлию; зависимость содержаний «литофильного» галлия в руде от количества серицита с примесью хлорита (б); зависимость содержаний «литофильного» германия в руде от количества нерудных минералов (в).

В пострудных сфалеритах содержания галлия, как и вообще большинства элементов, заметно снижаются (12—31 г/т).

Германия в рудах от 0,6 до 16 г/т. В нижних частях разреза так же как галлия его меньше, чем в средних и верхних (соответственно 0,6, 2,3, 7,7 г/т). По простиранью рудной залежи с запада на восток также отмечается некоторое снижение в рудах содержаний германия (табл. 17).

В поведении германия, подобно галлию и таллию, четко проявляются халькофильные и литофильные свойства. В массивных рудах он сосредоточен в сульфидных минералах, в малосульфидных — в нерудной составляющей. Отчетливо видна тенденция возрастания содержаний германия с увеличением в руде нерудных (силикатных) минералов (рис. 23, в). Точки, отражающие эту зависимость, располагаются веерообразно.

Количество халькофильного германия в рудах подобно галлию определяется содержанием его в сфалерите и долей сфалерита в руде; в меньшей степени — ролью халькопирита и других сульфидов.

Сфалерит — главный концентратор и носитель германия. В нем находится около 99% всего халькофильного германия при сравнительно высоких для этого типа месторождений содержаниях (до 25,1 г/т). Следует отметить, что в сфалеритах из массивно-сланцевато-петельчатых существенно полиметаллических руд содержания германия так же как таллия и галлия снижаются с запада на восток (от 8,7 до 1,9 г/т). Самые высокие концентрации германия характерны для сфалеритов из относительно малосульфидных прожилково-вкрапленных и брекчиевидно-петельчатых полиметаллических руд (20,2 г/т).

Содержания германия в халькопирите по сравнению со сфалеритом ниже, но довольно значительны для месторождений подобного типа и составляют 0,9—12,2 г/т. В них, так же как и в сфалеритах, наивысшие концентрации характерны для прожилково-вкрапленных и брекчиевидно-петельчатых полиметаллических руд.

В пиритах содержания германия низкие (до 3,3—5 г/т). В галенитах он практически не концентрируется (0,5—0,6 г/т).

В сульфидах поздней послерудной регенерации германия, как и других элементов, меньше.

Никель и кобальт. В сульфидах Хандизы, как и в Учкулачских, никель обычно преобладает над кобальтом (табл. 18). Наиболее характерны они для пирита: до 230 г/т никеля (в единичных пробах 850—900 г/т) и до 110 г/т кобальта. Причем, в пиритах из метаморфических сланцев концентрации их составляют соответственно 55—225 и 30—32,9 г/т; из карбонатно-кремнистого горизонта 30—50 и 10,2—40 г/т; и из основного рудовмещающего вулканогенно-осадочного 0—3,8 и 6,6—8,7 г/т, т. е. наблюдается отчетливая прямая корреляция в содержаниях никеля и кобальта и закономерное увеличение их с глубиной.

В сфалерите и халькопирите никеля и кобальта 10—20, редко 70 г/т.

Для сульфидов метаморфического этапа поздней послерудной регенерации они также не характерны.

Таблица 18

Содержание никеля и кобальта в главнейших сульфидах руд месторождения Хандиза (г/т)

Место взятия	Характер оруденения	Пирит		Сфалерит		Халькопирит	
		Ni	Co	Ni	Co	Ni	Co
Поверхность	Вкрапленность, гнезда, прожилки пирит-сфалеритовой руды в метаморфических породах нижнего кембрия	10—100	5—70	20 (1)	0—10		
		55 (2)	32,9 (4)		16 (2)		
Штольня	То же	0—900	0—70				
		325 (4)	30 (4)				
Поверхность	Колчеданная руда	0 (2)	< 10— 35 (2)				
Штольня	Вкрапленность пирита	0—100	0—20				
		32,5 (4)	10,2 (5)				
Штольня	Колчеданная руда	0—230	0—110				
		50 (6)	40 (4)				
Штольня	Вкрапленность пирита	0 (1)	10—40 25 (2)				
		0—110	0—1				
Штольня	Колчеданная руда	30 (5)	0,37 (5)				
		0—10	0—40				
Штольня	Вкрапленность и прожилки в серицит-хлоритовой породе	3,8 (5)	8,7 (6)				
		0—сл. (3)	0—20 6,6 (3)				
	Вкрапленность и гнезда в окварцованной породе						
	Прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава					0 (1)	0,46—70 23,8 (3)

В рудах большинства гидротермальных месторождений кобальт преобладает над никелем, тогда как в осадочных они находятся в близких количествах или никеля больше. В пиритах руд Хандизы концентрации никеля и кобальта близки, несколько преобладает никель, что может являться косвенным признаком большой роли сингенетичного пирита в рудах.

Изучение корреляционных связей элементов в рудах месторождения Хандиза (Михайлова, 1975) позволило выявить следующие основные закономерности.

В целом по месторождению устанавливается устойчивая корреляционная связь между свинцом и цинком, у меди с этими элементами она менее отчетлива. Для свинца наиболее отчетлива корреляция с серебром и селеном. Для цинка, помимо известной геохимической близости с кадмием, отмечается корреляция с галлием и серебром. Высокая корреляционная связь меди с сурьмой и серебром объясняется развитием серебросодержащих блеклых руд. Отчетлива корреляция серебра с золотом. Характерна также положительная корреляция галлия с кадмием и цинком и отрицательная золота с висмутом; висмута, селена, теллура, никеля, кобальта с галлием, германием, таллием, а таллия также со свинцом, цинком, медью, что отражает геохимические связи этих элементов.

В рудах нижнего карбонатно-кремнистого горизонта золото имеет низкие и даже отрицательные коэффициенты корреляции со свинцом, цинком, медью, так как здесь характерна ассоциация его с кварцем и пиритом. В рудах вулканогенного горизонта повсеместна отчетливая корреляция золота с сурьмой и мышьяком за счет микровключений его в блеклой руде. То же касается серебра и свинца — в нижнем горизонте корреляция их очень низкая, в вулканогенном она максимальна.

В рудах нижнего горизонта по сравнению с рудами вулканогенного значительно выше коэффициент корреляции молибдена с кадмием и галлием. То же касается и лежащего бока Главной рудной залежи по сравнению с висячим. Руды лежащего бока характеризуются также максимальными положительными коэффициентами корреляции висмута с селеном и теллуrom и наивысшими отрицательными селена с таллием и германием.

Выявленные закономерности корреляции между элементами в рудах отражают особенности рудоотложения и геохимические связи элементов.

Чакчарское рудное поле

Чакчарское рудное поле находится в западной части Хандиза-Бельауты-Карасанской рудной зоны в горах Сузыстау. На его территории находится месторождение Южный Карасан и ряд рудопроявлений (Чакчар, Харкуш, Кызылсай, Скальное, Западное, Торт-Моглы и др.).

Рудное поле изучали многие исследователи. Геологоразведочные работы здесь проводили С. Я. Лapidус, К. А. Караболаев, А. Ш. Шамансуров, Т. Ш. Шаякубов, А. Д. Шмулевич, Ш. Э. Эр-гашев, А. В. Головченко, А. М. Крючин и др. Геологическое строение и минералогия отражены в работах С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевского, П. В. Панкратьева, Р. Л. Дунин-Барковско-

го, Ю. В. Михайловой, В. И. Захарова, Д. И. Штейнбаум, О. И. Черныха, А. Н. Барышева, Х. А. Акбарова, П. Умарходжаева, Г. Х. Клебля и др. Наиболее всесторонне и полно оно описано Т. Ш. Шаякубовым (1978), который детально рассмотрел вопросы геологии, вулканизма, рудоносности.

Особенности геологического строения

Чакчарское рудное поле приурочено к одноименной вулканотектонической структуре, образованной на сочленении двух систем разломов — субширотной и северо-восточной. Первая соответствует направлению развития дислокаций Южно-Тяньшаньской геосинклинали, вторая Курамино-Гиссарского поперечного поднятия. Восточная часть вулканотектонической структуры глубоко эродирована, а западная перекрыта мезокайнозойским чехлом. В современном эрозионном срезе эта структура, по данным Т. Ш. Шаякубова (1978), представлена двумя обособленными синклиналями — Карасан-Харкушской кальдерной и Чакчар-Кызылсайской закальдерной, разделенными приподнятым блоком (Карасанская антиклиналь).

Фундаментом Чакчарской вулканотектонической структуры служат отложения докембрия (уруклинская свита), в составе которых различаются биотит-мусковитовые гнейсы и слюдистокварцевые сланцы. Среди них имеются дайкообразные тела габброидов, абсолютный возраст которых, по данным В. А. Хохлова и В. Е. Головина (1972), составляет 695 млн. лет, а также граниты позднедевонского (?) интрузивного комплекса. Последние обнажаются в ядрах антиклинальных складок.

В Карасан-Харкушской и Чакчар-Кызылсайской синклиналях нижняя часть разреза сложена континентально-морскими осадками — конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами карбонатных пород, туфами и ксенотуфами липаритовых порфиров, андезитовых порфиритов и туфов смешанного состава (зойская свита). На них залегают кремнекислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования вахшиварской свиты. Достаточно широко в пределах рудного поля развиты также породы андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. Они образуют самостоятельные вулканические сооружения (Кызылсайский щитовой вулкан) в центральной части рудного поля, осложняющие строение восточного крыла Чакчар-Кызылсайской синклинали, а также фиксируются в виде отдельных горизонтов среди вулканогенно-осадочных образований кислого состава. Характерна приуроченность их к субширотным разломам, разделяющим синклинали и относительно приподнятые блоки фундамента.

В центральной части Карасан-Харкушской синклинали на нижнекарбонатных отложениях залегают породы суффинской

свиты (C_2), представленные алевролитами и аргиллитами, туфогенными известняками, песчаниками.

Нижнекарбонные отложения Чакчарской вулканотектонической структуры Т. Ш. Шаякубов (1978) объединяет в липаритовую формацию, включая в ее состав, помимо вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, терригенные и карбонатные, развитые в низах и верхах разреза. Липаритовая формация расчленяется на пять субформаций (снизу вверх): липарит-терригенную (зойская свита C_{1zs}), липарит-известняково-доломитовую (нижняя вахшиварская подсвита C_{1vh_1}), дацит-липарит-андезит-кварц-кератофиловую (первая пачка средневахшиварской подсвиты $C_{1vh_2}^1$), собственно липаритовую (вторая пачка средневахшиварской подсвиты $C_{1vh_2}^2$) и липарит-кремнисто-известняковую (верхняя вахшиварская подсвита C_{1vh_3}).

А. Н. Барышев и А. М. Крючин (1979), основываясь на широком развитии эффузивных андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов, относят нижнекарбонные вулканы к андезито-базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. По их представлениям, вулканическая структура формировалась в шесть последовательных фаз вулканизма, в основном соответствующих вулканическим импульсам, выделенным Т. Ш. Шаякубовым (1978).

В раннюю фазу *a* происходило излияние лав и образование экструзивного купола плагиоклаз-роговообманковых дацитовых и андезит-дацитовых порфиритов, максимальная мощность которых отмечается в юго-восточной части Карасан-Харкушской синклинали. В фазу *b* дацитовые порфиры сменяются лавами липаритовых порфиров, которые на участке Южный Карасан имеют отчетливую сферолондную текстуру. Наиболее крупные сфероллоиды достигают 20 см и более. С удалением от экструзива они сменяются сначала лавобрекчиями, затем кластолавами, агломератовыми и далее псаммитовыми туфами липаритового порфира. В фазу *c* происходит излияние эффузивов андезито-базальтового и андезитового состава. Они развиты преимущественно в центральной части Чакчарской вулканотектонической структуры и особенно широко на участке Кызылсай. На вулканиках фазы *c*, а также на размытой поверхности пород предшествующих фаз (*a* и *b*) залегает основная рудовмещающая карбонатная толща, представленная рифогенными доломитами, известняками мощностью до 250 м, а также пластообразные тела (20—30 м) натровых дацито-липаритовых порфиров (фаза *d*). Эта толща перекрыта горизонтом туфов и туффитов, на которые налегает экструзивный купол дацитовых и липарит-дацитовых порфиров мощностью до 250 м (фаза *e*), сменяющихся по простиранию (к западу) туфами и туффитами, содержащими потоки андезитовых и дацито-андезитовых порфиритов. В заключительную фазу *f* образовалась мощная толща туфов, отро- и паратуффитов.

По петрохимическим особенностям, согласно данным Т. Ш. Шаякубова (1979), А. Н. Барышева, А. М. Крючина (1979),

вулканиты ранних и поздних фаз (или импульсов) — *a*, *b* и *f* и частично *e* пересыщены глиноземом, слабомагнезиальны и характеризуются переменным отношением щелочей (калия и натрия) при общей натриево-калиевой тенденции; породы средних фаз *c*, *d* и частично *e* — калинатриевые и существенно натриевые, умеренно глиноземистые, более магнезиальные. Предполагается, что в образовании первой группы пород большую роль играли выплавки из гранитной части коры, а второй — более глубокие базальтоидные магмы.

Наблюдается зависимость состава полиметаллических руд от петрохимических типов вулканогенных пород. Существенно полиметаллические руды тесно связаны с проявлениями натрово-калиевых липаритовых и липарит-дацитовых порфиров фаз *a* и *b* (K/Na от 1 : 1 до 1 : 3,5), колчеданные и колчеданно-полиметаллические ассоциируют с калинатрово-магнезиальными вулканитами фазы *c*. Существенно натриевые андезито-базальты и андезито-дациты содержат лишь гематитовую минерализацию и яшмоиды. И, наконец, с более поздними натриево-калиевыми вулканитами фазы *f* (K/Na от 1 : 1,2 до 1 : 6) связаны серебро-полиметаллическая и кварц-висмут-полиметаллическая минерализация.

В пределах Чакчарской вулканотектонической структуры широко развиты различные разрывные нарушения: а) субширотные разломы глубокого заложения, которые контролируют размещение наиболее крупных экструзивных и субвулканических тел, позже по ним перемещались отдельные тектонические блоки; б) системы кольцевых и радиальных нарушений, последние часто подчеркнуты гидросетью; в) межформационные и внутриформационные зоны дробления и рассланцевания.

Центральная часть Карасан-Харкушской синклинали прогнута в результате опускания всего вулканического сооружения, ее прикальдерная зона расчленяется радиальными разломами на секториальные блоки. Крылья синклинали сильно деформированы и осложнены складками третьего и более мелких порядков, а также многочисленными разломами.

Полиметаллическое оруденение в пределах Чакчарского рудного поля развито довольно широко в виде небольших месторождений и рудопроявлений. Наиболее значительное месторождение Южный Карасан характеризуется различными типами минерализации — от стратиформной колчеданно-полиметаллической в карбонатной толще до жильной кварц-полиметаллической в секущих разломах среди сланцев докембрия. Рудопроявление Кызылсай представлено преимущественно метасоматическими колчеданно-полиметаллическими рудами в андезитовых порфиритах. На рудопроявлении Чакчар наряду с согласными полиметаллическими линзами, связанными с карбонатными прослоями в отложениях зойской свиты, минерализация приурочивается к системе субширотных внутри- и межформационных зон нарушения в гранитоидных породах. На проявлении Харкуш широко развита кварц-

Типы метасоматитов и сопутствующего им оруденения Чакчарского рудного поля

Формация метасоматитов	Минеральный тип метасоматита (фашия)	Вмещающая порода	Сопутствующее оруденение	Площадь распространения
Грейзены	Кварц-полевошпат-мусковитовый	Гнейсы, гранито-гнейсы	Рассеянная пиритовая минерализация, наличие турмалина	Южный Карасан, Харкуш, уч. Западный III, Чакчар
Пропилитовая	Кварц-ортоклаз-хлорит-кальцит-пиритовый, иногда с эпидотом (слабая эпидотизация и кварц-кальцит-эпидотовые прожилки)	Лавы андезитовых порфиритов, туфы, лавы, туфодавы липаритового порфира надрудной толщи	Рассеянная вкрапленность и линзовидные скопления кристаллически-зернистого пирита	Южный Карасан
Березитовая	Кварц-серицит-магнезит-пиритовый, кварц-серицит-пиритовый	Андезитовые порфири-ты	Колчеданно-полиметаллическое прожилковое, штокверковое, линзы массивных руд	Южный Карасан, Кызылсай, Чакчар
	Кварц-полевошпат-серицитовый, кварц-анкерит-серицитовый, кварцевый	Дайки и штоки липаритовых порфиров	Прожилково-вкрапленная свинцово-цинковая и серебро-сульфидная вкрапленная минерализация	Харкуш, Южный Карасан
	Кварц-анкеритовый	Андезитовые порфири-ты, гнейсы	Вкрапленно-гнездовое пирит-галенит-сфалеритовое, жильное галенит-халькопиритовое, пирит-галенит-халькопирит-сфалеритовое	Южный Карасан
	Кварц-анкерит-серицитовый	Кварц-сланцевые метаморфические сланцы	Жильное метасоматическое, гнездовое и прожилково-вкрапленное галенит-сфалеритовое	Южный Карасан, уч. Западный

Формация метасоматитов	Минеральный тип метасоматита (фашия)	Вещающая порода	Сопутствующее оруденение	Площадь распространения
	Кварц-хлорит-серицит-пиритовый	Туфы липаритового порфира с прослоями и линзами кремнистых пород	Прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация, предполагается наличие колчеданно-полиметаллических руд	Южный Карасан
	Кварц-серицитовый	Песчаники, конгломераты	Прожилковое и жильное галенит-сфалерит-халькопиритовое	Харкуш
	Кварц-брейнерит-хлоритовый (листвениты) Слабо измененный андезитовый порфирит (кварц, серицит, полевой шпат, хлорит, кальцит, пирит)	Доломиты (среди гнейсов) Андезитовый порфирит	Примазки медной зелени Рассеянная пиритовая минерализация	Южный Карасан, уч. Западный, Харкуш Южный Карасан, Торт-Моглы

висмут-полиметаллическая минерализация в секущих радиальных разломах среди песчаников зойской свиты. На участке Скальном проявлены своеобразные кварц-анкерит-сульфидные жилы субширотного простирания среди андезитовых порфиритов. Участки Торт-Моглы и Западный характеризуются кварц-карбонат-полиметаллической минерализацией, наложенной на грейзенизированные сланцы докембрия.

Таким образом, в пределах Чакчарского рудного поля наряду с процессами рудной седиментации довольно широко развит процесс гидротермально-метасоматического отложения руд, сопровождающийся формированием различных формаций метасоматитов, и, в первую очередь, березитовой (табл. 19), которая представлена разнообразными фациями и минеральными типами.

Особенность рудного поля — широкое развитие кварц-анкеритовых метасоматитов в породах фундамента и андезитовых порфиритах. Своеобразным типом изменения являются листовиты в участках развития прослоев карбонатных пород и пород основного состава среди метаморфических сланцев. Для них характерна ассоциация кварца, хромсодержащего хлорита, никельсодержащего серпентина и пирита, брейнерита. Сами они не несут минерализации, но служат признаком проявления процесса рудообразования.

Типы руд

Различные типы свинцово-цинковых руд Чакчарского рудного поля отличаются условиями локализации, морфологией рудных тел, составом и текстурно-структурными особенностями. Разнообразны они также по генетическим признакам и характеру отложения. Среди них выделяются стратифицированные гидротермально-осадочные и явно эпигенетические — гидротермально-метасоматические руды и жилы выполнения. По составу они преимущественно колчеданно-полиметаллические и полиметаллические, рудовмещающие породы — доломиты, андезитовые порфириты, кварц-сланцевые сланцы и др.

Колчеданно-полиметаллические руды в доломитах — результат проявления первого литолого-стратиграфического уровня отложения руд в регионе — на границе зойской и вахшиварской свит (Панкратьев, 1977). Масштабы их проявления невелики. В пределах карбонатных пород нижевахшиварской подсвиты оруденение размещается в виде отдельных участков, представлявших собой в прошлом небольшие по масштабам впадины (протяженность наиболее крупных из них 500—600 м), в удалении от которых минерализация затухает.

Характерно наличие участков перемыва с образованием седиментационных брекчий, которые прослеживаются в пределах большинства проявлений рудного поля (Южный Карасан, Харкуш, Торт-Моглы).

В доломитовых прослоях среди песчаников зойской свиты на месторождении Харкуш установлены небольшие (1,5×5—10м) согласные линзовидные тела довольно богатых брекчиевых, полосчатых и массивных руд преимущественно галенит-сфалеритового состава, иногда с примесью пирита, халькопирита. Сульфиды находятся в тесном срастании друг с другом.

На месторождении Чакчар подобные руды слагают довольно протяженные, при небольшой мощности, пластообразное тело в окварцованных, анкеритизированных доломитистых известняках.

Здесь наряду с полосчатыми галенит-сфалеритовыми рудами отмечаются массивные колчеданные. Отношение свинца к цинку и меди составляет I:1,0, I.

Колчеданно-полиметаллические конглобрекчии (рудокласты) в доломитах и известняках нижневахшиварской подсвиты слагают несколько стратифицированных рудных тел на месторождении Южный Карасан (рис. 24), которые имеют сложное строение.

В нижней части карбонатной толщи и частично в подстилающих ее андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах развиты вкрапленность и прожилки пирита, галенита, сфалерита. Выше руды сплошные, нередко полосчатого строения, колчеданные и галенит-сфалерит-пиритовые с примесью халькопирита и преобладанием сфалерита над галенитом. Эти руды залегают в виде пластов мощностью несколько метров и разбиты на отдельные блоки (глыбы). Висячем боку П. В. Панкратьев и А. Н. Барышев установили конглобрекчии доломитов и руд (Панкратьев, 1977; Барышев, Панкратьев, 1978).

Обломки представлены доломитом, сургучными кварцево-гематитовыми образованиями, шлаками андезито-базальтового состава, кремнистыми породами, аргиллитами, а также сфалеритовыми, колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами, нередко ритмически полосчатого строения, в которых пиритовые полосы чередуются с галенит-сфалеритовыми. Количество рудных обломков составляет не менее половины, они имеют угловатые, чаще овальные, типа галек, очертания. Размеры их меняются от миллиметров до десятков сантиметров. Сортировка по размеру и составу практически отсутствует (рис. 45).

Об обломочной, а не избирательно-метасоматической природе рудных обособлений свидетельствуют следующие признаки: 1) обломки имеют резкие границы с цементом; 2) текстурный узор срезается контурами обломков; 3) конглобрекчия содержит разные по литологическому составу обломки пород, не подверженных гидротермально-метасоматическим изменениям и не минерализованных; 4) некоторые обломки пирит-халькопиритовых руд и пород нередко облекаются гематитовыми слоями и содержат прожилки гематита, не выходящие в кальцитовый цемент, свидетельствующие об окислении до литификации брекчий.

В рудокластах структурным травлением выявляется колломорфно-фестончатое и кристаллически зернистое строение сульфидов. Колломорфные почки полиминеральны. В них наряду с мельниковит-пиритом, марказитом и пиритом, составляющими основную их часть, отмечаются галенит, сфалерит и халькопирит,

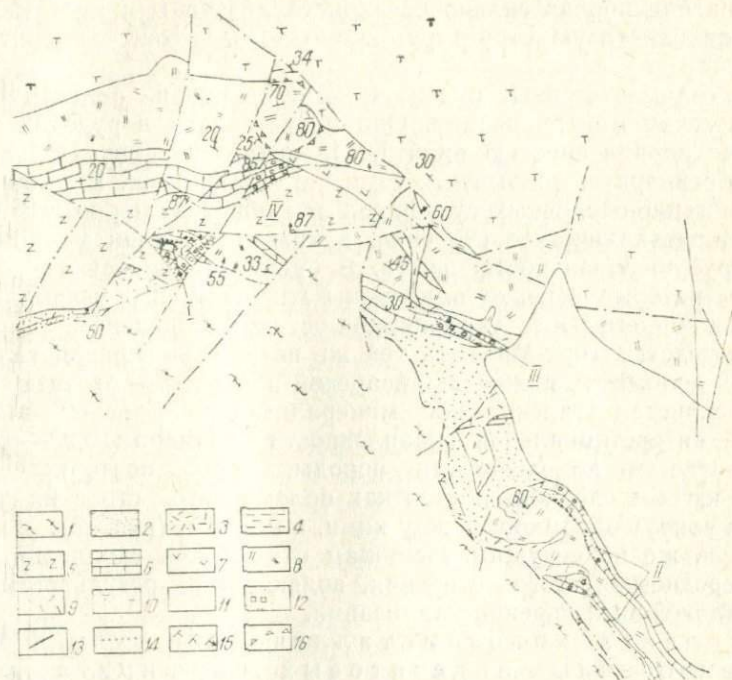


Рис. 24. Схема геологического строения месторождения Южный Карасан (Барышев, Панкратьев, 1978).

1 — докембрийские (?) кристаллические сланцы и гнейсы, нижний карбон; 2 — конгломераты, песчаники; 3 — сферолитные липаритовые порфиры; 4 — туффиты, яшмоиды; 5 — андезит-базальтовые и андезитовые порфиры; 6 — доломиты и известняки; 7 — андезитовые порфиры; 8 — дацитовые порфиры; 9 — полифоровые кварцевые липаритовые порфиры; 10 — синие-зеленые орто- и паратуффиты; 11 — современный деловый и коллювий; 12 — тела вкрапленных руд, 13 — тела сплошных руд; 14 — тела рудокластов; 15 — элементы залегания напластования, флюиальности, разрывов; 16 — контуры корня экструзива. Римскими цифрами пронумерованы рудные тела.

которые слагают отдельные зонки. Почки бывают сдвоенные, стрены.

Кубические кристаллы пирита встречаются реже, зональность в них отсутствует. Они имеют блочное внутреннее строение и обрастаются незональной пиритовой каймой, что указывает, как известно (Иванов, 1950), на послерудный динамометаморфизм. О метаморфизме первичных руд и рудокластов свидетельствуют не только минеральные новообразования, но и проявление будинажа рудных пластов, развальцевание и дробление рудных обломков.

В направлении к висячему боку конглобрекций рудные обломки встречаются реже и затем полностью исчезают, сменяясь чисто карбонатными.

Цемент конглобрекции представлен тонкообломочной фракцией тех же карбонатных пород, кварца и руд. Однако кварц и карбонатная порода сильно перекристаллизованы и местами имеют гранобластовую структуру, кроме того, цемент карбонатизирован.

На седиментогенные руды и конглобрекции наложена эпигенетическая минерализация. Она представлена в рудокластах и цементе вкрапленностью пирита, галенита, сфалерита и прожилками брейнерита, доломита с теми же сульфидами. В отличие от вулканогенно-осадочных сульфидов эти образования имеют более крупнокристаллическое строение, а кристаллы пирита — отчетливую грубую зональность роста. В цементе отмечаются также жеоды, которые нередко выполнены хлоритом, что указывает на образование его после литификации осадка, халцедоном.

На участке Торт-Моглы в той же позиции — перекристаллизованных доломитах нижневахшиварской подсвиты — развита вкрапленно-слоистая галенитовая минерализация. Галенит в виде тонкой интерстициальной вкрапленности размером 0,03—0,1 мм располагается по слоистости породы, часто повторяет пластчатые изгибы слоев: в участках обломочного строения развивается вокруг обломков, между ними, в цементе (рис. 46).

Здесь же по секущим трещинам отмечаются скопления галенита среднезернистого строения, являющиеся результатом его переотложения и перекристаллизации.

Колчеданно-полиметаллические руды в березитизированных андезитовых порфиритах в пределах рудного поля широко развиты. Они связаны с ранним этапом андезитового вулканизма, проявившегося до отложения рудоносной карбонатной толщи нижневахшиварской подсвиты.

Руды размещаются в субширотных внутриформационных (Кызылсай, Чакчар) и межформационных, на контакте андезитовых порфиритов с доломитистыми известняками (Южный Карасан), нарушениях и характеризуются метасоматическим отложением, преобладанием пирита над галенитом и сфалеритом.

Вмещающие породы сильно нарушены, трещиноваты, передроблены, расланцованы и интенсивно гидротермально изменены на уровне березитизации — серицитизированы, окварцованы, пиритизированы, хлоритизированы. Интенсивность изменения отчетливо увеличивается с приближением к рудным телам. Так, на месторождении Кызылсай выдерживается определенная смена зон изменения пород: в контакте с рудой зона густовкрапленного пирита, далее кварц-серицит-пиритовый метасоматит, затем кварц-серицит-хлоритовый и, наконец, слабо измененный андезитовый порфирит.

В распределении руд месторождения Кызылсай четко проявляется вертикальная зональность. В нижней части разреза андезитовых порфиритов преобладают халькопирит-сфалерит-пиритовые с галенитом руды: в средней и верхней частях — руды пирит-сфалерит-галенитовые или сфалерит-галенитовые. Отношение свинца к цинку и меди с глубиной заметно уменьшается.

В составе руд месторождения Чакчар также преобладает пирит. Отношение свинца к цинку и меди составляет 1:0,4:0,6. С глубиной более чем вдвое увеличивается количество цинка и в 1,5 раза меди.

По насыщенности сульфидами наиболее распространены прожилково-вкрапленные руды (рис. 49, а, б).

К рассланцованным и интенсивно передробленным участкам пород, главным образом, в лежащем боку рудных тел тяготеют небольшие линзы сплошных метасоматических руд, окруженных ореолом прожилково-вкрапленных. Для них наиболее характерны массивно-пятнистая, массивно-миндалевидная текстуры, обусловленные избирательным метасоматическим замещением минералов андезитового порфирита сфалеритом, а основной массы — пиритом.

На месторождении Южный Карасан галенит-сфалерит-пиритовые руды в зоне контакта андезитовых порфиритов с доломитистыми известняками локализуются преимущественно в андезитовых порфиритах, которые представлены среднеобломочными туфами, лавобрекчиями, флюидалными лавами. Породы смяты в небольшую антиклинальную складку и в контакте с перекрывающими их розовыми гематитизированными доломитистыми известняками интенсивно передроблены.

Сульфиды распределяются неравномерно в виде вкрапленности, гнезд, прожилков, штокверка, цемента брекчии. Скоцентрированы они в участках интенсивного дробления в виде гнезд и линз мощностью 0,5—1 м (согласных с контактом) сплошной руды. Мощность таких линз достигает 0,5—1 м.

В вышележащих доломитистых известняках, которые также брекчированы, руды более бедные, вкрапленные, прожилковые, пятнистые.

Кварц-полиметаллические жилы и зоны минерализации имеют секущее положение и находятся в различных по составу породах. Они выполняют, главным образом, радиальные разломы, формирование которых, по данным Т. Ш. Шаякубова (1978), тесно связано с развитием вулканотектонической структуры на площади Южный Карасан — Харкуш. По особенностям состава и строения, характеру вмещающих пород их можно подразделить на две основные разновидности.

В песчаниках зойской свиты месторождения Харкуш в радиальных разломах с азимутом падения от 20—30 до 340—360° развиты кварцевые жилы и зоны окварцевания мощностью до 1,5 м.

Песчаники в зонах этих нарушений сильно трещиноваты, брекчированы, окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, пиритизированы и пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками. Нередко обломки пород закатаны и сцементированы рассланцованным темно-зеленым хлоритом.

Распределение сульфидов очень неравномерное — прожилки, гнезда, вкрапленность, реже цемент в участках брекчирования. В их составе преобладают халькопирит, сфалерит, галенит, в подчиненном количестве присутствует пирит.

В участках наибольшей нарушенности образуются линзы и гнезда сплошных галенит-сфалеритовых руд с примесью пирита и халькопирита. Руды имеют брекчиевое строение, в случае цементации сульфидами обломков пород, или полосчатое, в случае, когда сульфиды выполняют трещины приоткрывания.

Руды отличаются более высокими по сравнению с другими типами минерализации содержаниями селена, серебра, мышьяка, индия, а также висмута, концентрация которого в халькопирите, по данным Т. Ш. Шаякубова (1978), достигает 3%. Кварц, по данным декрепитации (Шаякубов, 1978), характеризуется относительно высокой (260°) начальной температурой растрескивания и довольно широким температурным интервалом максимального растрескивания (280°—520°) с наиболее интенсивным интервалом растрескивания 320—340°. По этим данным руды близки метасоматическим рудам Чакчара и Кызылсая.

В породах докембрийского фундамента на месторождениях Южный Карасан, Харкуш, участке Торт-Моглы развиты секущие жилы мощностью от первых сантиметров до первых десятков. В их состав входят кварц, карбонаты (доломит, магнезит, кальцит), пирит, халькопирит, галенит, сфалерит в различных соотношениях и сочетаниях.

Одна из таких жил в центральной части месторождения Южный Карасан имеет отчетливо секущее положение по отношению к окварцованным кварц-сланцевым и перекрывающим их кварц-углисто-сланцевым сланцам. Мощность жилы невыдержанная (от 15—20 до 30 см в раздувах), контакты четкие. Строение отчетливо полосчатое, ориентированное по ее простиранию, расположение сульфидов зональное, свойственное жилам приоткрывания. Центральная часть жилы выполнена кварцем, карбонатами, пиритом, далее сменяющимися полосами халькопирита, а в призальбандовой части сфалеритом. В рудах присутствует блеклая руда и такие редкие минералы как шапбахит, самородный висмут.

Особенностью состава рассматриваемых жил является то, что галениты в них по сравнению с другими типами руд обогащены серебром, висмутом, селеном, теллуrom. Это, возможно, связано с обогащением растворов в околожерловой зоне этими элементами.

Для подобного оруденения на участке Торт-Моглы характерна кварц-анкеритовая ассоциация с халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Галенит, так же как галенит из кварц-полиметаллических руд в радиальных разломах Южного Карасана и Харкуша, характеризуется относительно повышенными содержаниями серебра и висмута (до 1%).

Кварц-карбонат-полиметаллическое довольно бедное прожилковое оруденение локализуется в региональных субширотных нарушениях, рассекающих рудное поле на отдельные блоки. Зоны относительно низкотемпературных кварц-серицит-магнезитовых (сидеритовых) метасоматитов несут небогатую полиметаллическую минерализацию. Нередко они наложены на более ранние и относительно высокотемпературные метасоматиты — грейзены или кварц-серицит-анкеритовые, в результате чего проявляется совмещенный тип метасоматитов и связанного с ним оруденения.

Эти зоны отмечаются среди различных пород: грейзенизированных сланцев докембрия (уч. Западный, Торт-Моглы, Южный Карасан), позднедевонских гранитов (Чакчар), андезитовых порфиритов (Скальное, Торт-Моглы).

Зоны оруденения в грейзенизированных кварц-слюдистых сланцах и гнейсах занимают согласное положение. На участке Западном они сложены линзами и жилами белого кварца или окварцованными породами со следами полосчатости. Минерализация представлена вкрапленностью, гнездами, прожилками галенита, пирита, халькопирита, сфалерита, их скоплениями в зальбандах жил. Сульфиды ассоциируют с анкеритом и доломитом, которые развиваются в виде гнезд и прожилков. Одна из жил кварца мощностью 3—5 м содержит густовкрапленную, до сплошной, сфалеритовую руду.

На месторождении Южный Карасан породы в минерализованной зоне представлены диафторированными грейзенизированными гнейсами и сланцами, брекчированными, сцементированными кварц-магнезитовыми образованиями. С ними связаны сульфиды, которые образуют прожилки, штокверк, цементируют обломки пород. Размеры прожилков и гнезд достигают 10 см. Характерны пирит-халькопиритовая, халькопирит-блеклорудная, сфалерит-блеклорудная, галенит-сфалеритовая ассоциации.

На месторождении Чакчар отмечается несколько субширотных зон минерализации в позднедевонских гранитах, брекчированных, окварцованных, карбонатизированных. Минерализация в них связана с кварц-анкеритовыми различно ориентированными прожилками с вкрапленностью, гнездами, прожилками галенита, сфалерита, халькопирита, реже пирита. Отношение свинца к цинку и меди составляет 1:0,6:0,06.

Участок Скальный представляет собой субширотную зону нарушения в андезитовых порфиритах, в пределах которой кулисообразно развита серия кварц-карбонатных жил с вкрапленностью

и гнездами сульфидов. Вмещающие андезитовые порфириты интенсивно нарушены и изменены — окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы в виде пятен, гнезд, прожилков кварц-магнезитового, сидерит-доломитового, доломитового, анкеритового состава. Характерна зональность метасоматитов. Оруденелые кварц-серицит-магнезитовые метасоматиты сменяются зоной густых прожилков сидерита, доломита, анкерита. Далее степень карбонатизации снижается и породы почти не изменены.

Рудная минерализация распределяется в кварц-серицит-магнезитовых метасоматитах неравномерно в виде вкрапленности, гнезд, густой вкрапленности пирита, менее галенита, сфалерита, в незначительном количестве халькопирита. Сульфиды находятся в тесных сростаниях друг с другом.

Минеральный состав и геохимические особенности руд

В рудах Чакчарского рудного поля главными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, значительную роль играют халькопирит, блеклая руда, присутствуют также редкие минералы — самородное серебро, висмут, аргентит, шапбахит, никель-кобальтсодержащий пирит и др. Из нерудных минералов основные кварц, карбонаты, серицит, хлорит. Ниже приводятся описания важнейших минералов руд.

Пирит распространен практически во всех типах руд, находится в виде нескольких генетических разновидностей.

Седиментационно-диагенетический пирит участвует в строении седиментогенных руд, в том числе рудных конглобрекций и представлен несколькими морфологическими разновидностями: тонкодисперсной вкрапленностью, глобулями, состоящими из полигоналей, почковидными, колломорфно-фестончатыми агрегатами, сфероидами простого и сложного строения, в которых наряду с мельниковит-пиритом присутствуют другие сульфиды, слагающие отдельные зонки.

Различаются сфероиды зонального строения или оолиты, в которых плохо раскристаллизованные, часто землистые зонки пирита чередуются с различными по мощности зонками галенита, сфалерита и халькопирита, и сфероиды радиальнолучистого строения (рис. 25, а). Последние представляют собой сростание кристаллических агрегатов пирита пластинчатой формы, радиально расходящихся от центра (размеры пластин от долей мм до $3 \times 0,5$ см). Пластинчатые образования являются, по-видимому, параморфозой по марказиту, образованной в стадию диагенеза. При травлении в них выявляется тонкозернистое или колломорфное строение. В процессе диагенетического преобразования, наряду с пластинчатыми агрегатами образовались кубические и пентагон-додекаэдрические формы кристаллов, в которых встречаются реликты колломорфного строения. Этот пирит выполняет также диагенетические трещины.

Гидротермально-метасоматический пирит широко распространен в зонах околорудных изменений пород в виде неравномерно рассеянной вкрапленности, гнезд, прожилков и является одним из главных минералов колчеданно-полиметаллических метасоматических руд, а в андезитовых порфиритах месторождения Кызылсай преобладающим. В сплошных колчеданных рудах его содержится 80—90%. Он представлен метакристаллами кубической формы (до 1 см) и образует метасоматические густовкрапленные, вкрапленно-пятнистые, массивные и прожилково-вкрапленные руды. От

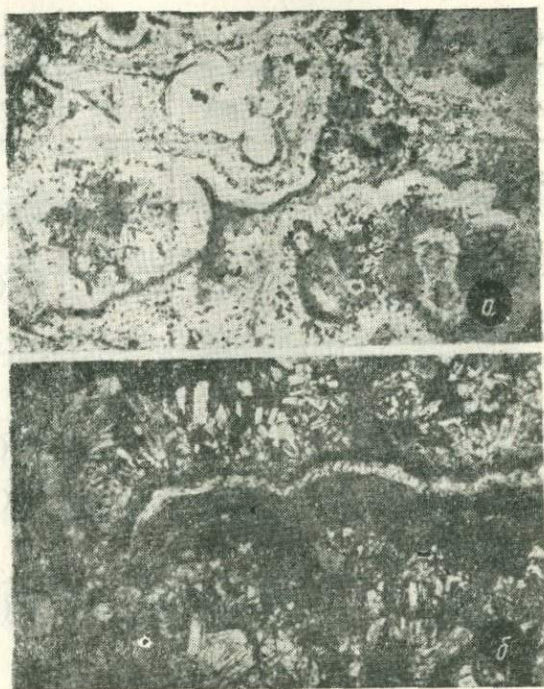


Рис. 25. Пирит, Южный Карасан.

а — почковидные агрегаты сложного пирит-халькопирит-сфалеритового состава, аншл.;
б — колломорфно-фестончатые образования мельниквит-пирита образуются в процессе регенерации пластинчатыми агрегатами пирита, выявлено травлением, аншл.

пиритов зон околорудного изменения отличается прежде всего агрегативностью. Находится в тесной ассоциации с другими сульфидами, корродируется, замещается, цементируется ими, являясь более ранним минералом. В виде мельчайших включений содержит борнит, самородный висмут.

В кварц-сульфидных жилах приоткрывания колчеданно-полиметаллического состава пирит вместе с другими сульфидами составляет сплошные полосовидные руды.

Регенерированный пирит отмечается как результат преобразования седиментационно-диагенетического и гидротермально-метасоматического. Под воздействием процессов дислокационного метаморфизма колломорфные почки и кристаллы пирита часто деформированы, раздроблены, сцементированы другими сульфидами и образуют катакlastическую структуру. Весьма характерны также образования незональных кайм около отдельных кристаллов пирита или их групп, и своеобразные пластинчатые новообразования пирита кристаллически зернистого строения в участках брек-

Элементы-примеси в пиритах Чакчарского рудного поля (г/т)

Типы руд	Золото	Серебро	Селен	Теллур	Висмут
Полиметаллические руды в доломитовых прослоях среди песчаников	0 (1)	0—100 50 (2)	5—17 7,3 (3)	0—13 4,2 (3)	0 (2)
Колчеданно-полиметаллические рудные конглобрекчи	0 (2)	130—384 257 (2)	10—50 35,3 (6)	0—25 8,1 (6)	12—40 23 (4)
Колчеданно-полиметаллические руды в березитизированных андезитовых порфиридах	Сл. (12)	4—232 63,3 (12)	0—300 76,8 (17)	0—25 3,31 (17)	0—80 30 (12)
Кварц-полиметаллические жилы и зоны в песчаниках (в радиальных нарушениях)	0 (1)	256 (1)	20—75 52,5 (2)	5—15 10 (2)	20 (2)
Кварц-колчеданно-полиметаллические жилы зонального строения	Сл. (1)	543 (1)	37 (1)	10 (1)	120 (1)
Кварц-карбонат-полиметаллическая прожилковая минерализация (в зонах субширотных нарушений)	0 (2)	36—314 175 (2)	24—90 46,3 (3)	15—32 15 (3)	40—160 80 (3)

чирования доломитов (рис. 25,б). Травлением выявляются реликты пирита колломорфно-фестончатого строения, которые окаймляются радиальнолучистыми и пластинчатыми агрегатами.

Сюда же относится пирит, связанный с распадом железистого сфалерита. Он фиксируется под микроскопом в виде мельчайших кристаллов в интерстициях зерен и вдоль двойниковых швов сфалерита.

Поздний, пострудный регенерированный пирит развит незначительно и присутствует в виде вкрапленности наряду с другими сульфидами в кварц-карбонатных пострудных прожилках.

В рудах Чакчара, Южного Карасана, в листовниках встречены пириты с никель-кобальтсодержащими зонами с концентрацией никеля 0,26%, кобальта 0,1%.

Наряду с пиритом в рудах Южного Карасана, Чакчара, Кызылсая, реже Харкуша встречается марказит. Развивается он среди пирита в виде зернистых агрегатов и кристаллов призматического и таблитчатого габитуса (до 1—1,5 мм длиной). Характерно двойниковое строение зерен.

Основной примесью пирита является селен (до 0,01% в Кызылсаяе), гидротермально-метасоматический пирит Южного Карасана отличается максимальными концентрациями мышьяка (0,15%), селенбра (до 627 г/т), висмута (до 0,27%), никеля и кобальта. Со-

Т а б л и ц а 20

Мышьяк	Сурьма	Никель	Кобальт	Индий	Таллий	Галлий	Германий	Ртуть
200—280 240 (2)	20—40 20,3 (3)	20—40 30 (2)	60 (2)		0—10 4,2 (3)	0 (1)	0 (1)	
160—1200 373 (6)	40—920 203 (6)	20—100 48,7 (8)	0—64 36 (8)	2 (1)	0—6 2,2 (4)			
0—1300 253 (16)	0—240 43,7 (15)	0—500 113 (17)	28—246 107,5 (17)	0—2 0,75 (4)	0—20 3,08 (12)	0 (6)	0 (3)	
240—2000 1120 (2)	0—40 20 (2)	190 (1)	166 (1)		3 (1)			
5300 (1)	430 (1)	70 (1)	120 (1)		0 (1)	0 (1)		50 (1)
360—480 416 (3)	0—60 26 (3)	20—140 82,5 (4)	15—300 152 (4)		1,5—2 1,75 (2)	0—12 7,3 (3)	0 (2)	

держания золота обычно очень низкие (менее 1 г/т). Установлены также сурьма, галлий, таллий (особенно в колломорфных разностях, в рудокластах), теллур, ртуть (табл. 20). Пирит — основной концентратор никеля, кобальта, мышьяка, таллия.

С ф а л е р и т — один из главных минералов руд. Как и пирит имеет несколько разновидностей.

Седиментационно-диагенетический сфалерит представлен темноокрашенной, коричневой, почти до черной, разностью с содержанием железа 6,08%. Он участвует в строении гидротермально-осадочных руд, в том числе рудных конглобрекций, где наряду с пиритовыми присутствуют гальки, сложенные преимущественно сфалеритом. В массивно-полосчатых, массивно-сланцеватых седимен-

тогенных рудах он совместно с галенитом образует полосы, чередующиеся с пирит-халькопиритовыми.

Сфалерит входит в состав почковидных агрегатов полиминерального состава, в которых слагает или ядра, или зонки различной мощности. Часто имеет аллотриоморфно-зернистое строение, характерны полисинтетические двойники. Кристаллически зернистая структура его и трещинки усыхания почек — результат диагнетического преобразования.

Гидротермально-метасоматический сфалерит образован преимущественно путем метасоматического отложения и выполнения

Элементы-примеси в сфалеритах Чакчарского рудного поля (г/т)

Типы руд	Золото	Серебро	Селен	Теллур	Висмут	Мышь- як
Полиметаллические руды в доломитовых прослоях среди песчаников			0(2)	0(2)		
Колчеданно-полиметаллические рудные конглобрекчи	0—1 (2)	98—692 310(3)	0—5 2,5(2)	0(2)	80(1)	
Колчеданно-полиметаллические руды в безрезитированных андезитовых порфиритах	0—1 0,6(4)	16—280 125(4)	58—500 253(5)	0—22 5(5)	0—30 10(3)	100(1)
Кварц-полиметаллические жилы и зоны в песчаниках (в радиальных нарушениях)	0(1)	289(1)	30—220 118(3)	9—190 73(3)		
Колчеданно-полиметаллические жилы зонального строения	0(1)	206(1)				
Кварц-карбонат-полиметаллическая прожилковая минерализация в зонах субширотных нарушений	0(2)	145—286 215,1(2)	55—233 102(4)	15—20 15,2(4)	100—160 130(2)	80(1)

трещин. Содержания железа в нем колеблются от 2,84 до 8,09%. Свообразными формами являются миндалевидные выделения сфалерита среди пирита в рудах из андезитовых порфиристов Кызылсая. В кварц-карбонат-сульфидных зонах участка Западного сфалерит образует в кварце почти мономинеральные, часто сплошные скопления в виде изометричных гнезд размером до 1 см.

Эта разновидность сфалерита отличается тончайшей густой и каплевидной, пластинчатой эмульсионной вкрапленностью халькопирита, реже пирротина и борнита. Сам он в виде характерных звездчатых образований отмечается в халькопирите и пирите, что свидетельствует о близко одновременном их образовании.

Сфалерит тесно ассоциирует с другими сульфидами, цементи-

рует обломки и кристаллы пирита, проникает в него по трещинкам, замещается более поздними галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, в результате чего образуются коррозионные, субграфические, реликтовые и другие структуры замещения.

Регенерированный сфалерит является результатом метаморфического преобразования описанных разновидностей, в основном катаклаза, проявившегося в образовании трещин, по которым проросли галенит, халькопирит, блеклая руда.

Поздний, пострудный регенерированный сфалерит представлен светлоокрашенной, от медово-желтой до буро-красной, разнос-

Т а б л и ц а 21

Сурьма	Никель	Кобальт	Индий	Кадмий	Марганец	Таллий	Галлий	Германий	Ртуть
8500 (1)			0 (1)	$\frac{3000-3300}{3150 (2)}$			100 (1)		
	0 (2)	$\frac{0-10}{5 (2)}$	8 (1)	$\frac{2600-3900}{3200 (3)}$	1000 (1)	1 (2)	18 (1)		
10 (1)	0 (2)	$\frac{30-400}{156 (3)}$	$\frac{3-48}{14,5 (10)}$	$\frac{2100-3660}{2986,2 (8)}$	1800 (1)	0 (1)	$\frac{3-52}{17 (6)}$	0 (1)	< 10
	$\frac{20-40}{30 (2)}$	$\frac{130-190}{160 (2)}$	$\frac{8-13}{10,5 (2)}$	$\frac{2400-4000}{3200 (2)}$		$\frac{0-15}{5,3 (3)}$	$\frac{5-13}{9 (2)}$		< 10
			75 (1)	3200 (1)	700 (1)		106 (1)		
0 (1)	$\frac{30-60}{46,6 (3)}$	$\frac{40-500}{326 (3)}$	100 (1)			$\frac{0-17}{8,5 (2)}$	$\frac{4-13}{8,5 (2)}$	0 (1)	

тью — клейофаном с невысоким (0,13—0,31%) содержанием железа. Для него характерна тетраэдрическая форма проявления, ассоциация с идиоморфными галенитом, халькопиритом в прожилках кварца, кальцита, секущих метасоматические руды.

Сфалериты содержат разнообразные элементы-примеси, являются концентраторами кадмия (200—400 г/т), индия (до 130 г/т), таллия (до 20 г/т в седиментогенных рудах Южного Карасана), галлия (до 100 г/т), из других примесей присутствуют селен, серебро, висмут, кобальт (табл. 21).

Г а л е н и т — главный минерал руд, занимает третье место по степени распространенности после пирита и сфалерита. Имеет те же разновидности, что и сфалерит.

Седиментационно-диагенетический галенит совместно со сфалеритом той же разновидности образует полосовидные обособления, гнезда, вкрапленность; он является составной частью полиминеральных почковидных агрегатов, в которых слагает ядра или зонки, чередующиеся с зонками пирита, сфалерита и халькопирита.

Другим примером служит тонковкрапленная сланцевато-плоччатая галенитовая минерализация в цементе обломочных доломитов Торт-Моглы (рис. 46). Галенит здесь представлен тончайшими (0,03—0,1 редко 0,7 мм) включениями интерстициальной формы,

Элементы-примеси в галенитах Чакчарского рудного поля (г/т)

Типы руд	Золото	Серебро	Селен	Теллур	Висмут
Полиметаллические руды в доломитовых прослоях среди песчаников	Сл. (1)	108 (1)	0—5 1,3 (3)	0—10 3,3 (3)	0 (3)
Колчеданно-полиметаллические рудные конглобрекции	0 (1)	284 (1)			0—50 25 (2)
Колчеданно-полиметаллические руды в березитизированных андезитовых порфиритах	0 (2)	0—1352 676 (2)	5—685 243 (3)	6—25 13 (3)	0—1200 292 (5)
Кварц-полиметаллические жилы и зоны в песчаниках (в радиальных нарушениях)	0 (2)	475—1628 1051,5 (2)	10—4150 1529 (6)	25—125 52,4 (6)	80—4000 2539,9 (5)
Кварц-колчеданно-полиметаллические жилы зонального строения	0 (3)	761—2758 1660 (3)	965—1512 1238 (12)	0—9 4,5 (2)	2000—2700 2350 (2)
Кварц-карбонат-полиметаллическая прожилковая минерализация (в зонах субширотных нарушений)			100 (1)	100 (1)	2000 (1)

располагается в виде тонких, часто плоччато изогнутых полосок, огибающих обломки доломита. Наблюдается переотложение галенита по трещинкам с укрупнением зерен, свидетельствующее о наложенном метаморфизме.

Гидротермально-метасоматический галенит вместе с другими сульфидами слагает как сплошные метасоматические и прожилково-вкрапленные руды, особенно в андезитовых порфиритах, так и кварц-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические жилы. Он обычно представлен мелко- и среднезернистыми агрегатами. Выделяясь после пирита, сфалерита, халькопирита, галенит приурочивается к интерстициальным пустотам минералов, образуя различные причудливые формы выделения (каемки, лапчатые, пластинчатые, петельчатые и т. п.), замещает, корродирует их.

Очень характерна субграфическая структура замещения галенитом сфалерита, переходящая затем в петельчатую и реликтовую. Галенит вместе со сфалеритом, халькопиритом цементирует агрегаты пирита.

В галените встречаются включения редких минералов — самородного серебра (Южный Карасан, Чакчар, Харкуш), висмута (Южный Карасан, Харкуш), шапбахита (Южный Карасан).

Регенерированный галенит образует локальные скопления в виде гнезд среди рассеянной сингенетичной вкрапленности в доло-

Т а б л и ц а 22

Мышьак	Сурьма	Никель	Кобальт	Индий	Кадмий	Таллий	Галлий	Германий	Ртуть
$\frac{200-300}{250(2)}$	$\frac{70-110}{473(3)}$	20 (2)	$\frac{0-20}{10(2)}$	0 (1)	20 (1)		$\frac{8-20}{12,7(3)}$	0 (1)	
160 (1)	1300 (1)						5 (1)		
$\frac{4-240}{106(4)}$	$\frac{0-290}{77,5(4)}$	0 (1)	0 (1)	0 (1)	900 (1)	1 (2)	1 (2)	0 (1)	20
$\frac{10-320}{162(4)}$	$\frac{0-120}{31,2(7)}$	$\frac{0-1680}{560(3)}$	$\frac{20-80}{43(3)}$	0 (1)	0 (1)	0 (2)	$\frac{0-110}{40(3)}$	0 (2)	10
$\frac{180-700}{440(2)}$	$\frac{80-700}{303(3)}$	1880 (1)	10 (1)	0 (1)	0 (1)	0 (2)	0 (1)		10
80 (1)	0 (1)								

митах Торт-Моглы III, проявляется в структурах деформации (изгибы зерен) и перекристаллизации тонкозернистых агрегатов в относительно крупнокристаллические.

Поздний пострудный регенерированный галенит отличается более крупнокристаллическими (до 2 мм) формами проявления, ассоциирует с идиоморфными халькопиритом, клейофаном в секущих поздних прожилках кальцита, кварца.

Галенит характеризуется широким набором элементов-примесей, являясь концентратом селена, серебра, висмута, сурьмы. Галениты пострудные значительно беднее примесями по сравнению с гидротермально-метасоматическими (табл. 22).

Максимальными концентрациями селена, висмута, серебра (до 1%) обладают галениты кварц-полиметаллических жил в секущих радиальных разломах из песчаников Харкуша, пород докембрий-

ского фундамента Южного Карасана и Торт-Моглы, а минимальными — галениты из руд в андезитовых порфиритах Кызылсая.

Характерно повсеместное присутствие в галенитах сурьмы, редко встречается таллий, галлий.

Халькопирит по степени распространенности в рудах занимает четвертое место после пирита, сфалерита, галенита. Наибольшие скопления он образует в кварц-полиметаллических жилах Южного Карасана и Харкуша. Отложение его, как и других сульфидов, было многократным.

Элементы-примеси в халькопиритах Чакчарского рудного поля (г/т)

Типы руд	Золото	Серебро	Селен	Теллур	Висмут
Полиметаллические руды в доломитовых прослоях среди песчаников					100 (1)
Колчеданно-полиметаллические рудные конглобрекчии			10—35 21,3 (3)	0—30 12,3 (2)	0—30 12,4 (4)
Колчеданно-полиметаллические руды в березитизированных андезитовых порфиритах	0 (1)	1114 (1)	56 (1)	13 (1)	0—60 30 (2)
Кварц-полиметаллические жилы и зоны в песчаниках (в радиальных нарушениях)	Сл. (1)	420 (1)	30—284 178,02 (3)	0—18 11,4 (4)	220—500 360 (2)
Кварц-колчеданно-полиметаллические жилы зонального строения	0 (2)	152—276 221,3 (3)	0—117 58,5 (2)	0—8 4 (2)	40—180 110 (2)

В колломорфных агрегатах сложного строения халькопирит располагается по радиально расходящимся трещинкам в почках пирита, концентрическим зонам роста, образует тонкие сростания с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой.

Гидротермально-метасоматический халькопирит в рудах развит очень неравномерно. Заметно обогащены им массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды из радиальных разломов в метаморфических сланцах докембрия Южного Карасана и секущие кварц-полиметаллические жилы в тех же радиальных разломах в песчаниках Харкуша.

Агрегаты халькопирита при травлении проявляют гипидиоморфнозернистое, аллотриоморфнозернистое и полисинтетически-двойниковое внутреннее строение. Халькопирит корродирует и замещает пирит, сфалерит, образуя с ними сложные структуры прораствания — петельчатую, брекчиевидную, интерстициальную.

В свою очередь халькопирит замещается галенитом, блеклой рудой. В виде микровключений содержит самородный висмут и шапбахит.

Регенерация халькопирита проявлена лишь в перекристаллизации и смятии минеральных зерен. Более отчетливо проявились пострудные метаморфические кварц-карбонатные прожилки с идиоморфным клейофаном, галенитом, халькопиритом.

Из примесей в халькопирите наибольший интерес представляют серебро, висмут, олово, селен, теллур, индий, кадмий, пострудные халькопириты отличаются меньшим набором и более низкими содержаниями большинства примесей (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Мышьяк	Сурьма	Никель	Кобальт	Индий	Кадмий	Таллий	Галлий	Ртуть
				4 (1)				
$\frac{0-40}{20 (2)}$	$\frac{80-8000}{4040 (2)}$			$\frac{0-1}{0,5 (4)}$	0 (2)			
				$\frac{2-60}{31 (2)}$	0 (1)	0 (1)	4 (1)	< 10 (1)
$\frac{0-330}{102,5 (4)}$	0 (2)	40 (1)	840 (1)	$\frac{3-125}{44,6 (3)}$	0 (2)	0 (3)	4 (2)	10 (1)
$\frac{150-3600}{1875 (2)}$	$\frac{13-20}{16,5 (2)}$	10 (1)	840 (1)	$\frac{9-35}{22 (2)}$	0 (2)	0 (1)	4 (1)	20 (1)

Для халькопирита из кварц-полиметаллических жил в радиальных разломах в песчаниках Харкуша и породах докембрия Южного Карасана как и для галенита характерны максимальные содержания селена (до 160 г/т) и висмута (до 270 г/т). Серебро в наибольших количествах находится в халькопирите Чакчара (1114 г/т), в халькопирите Южного Карасана отмечается мышьяк (360 г/т), повсеместно присутствуют галлий, индий.

Блеклая руда по сравнению с описанными сульфидами имеет подчиненное значение. Наиболее широко развита в гидротермально-метасоматических рудах Южного Карасана и Харкуша, менее — в Чакчаре и Кызылсае. Она представлена теннантитом наиболее развитым в Харкуше, тетраэдритом и смешанными разновидностями.

Блеклая руда тесно ассоциирует с сульфидами, замещает пирит, марказит, сфалерит, халькопирит с образованием субграфической структуры; развивается по спайности галенита, концентрическим зонам роста в колломорфном галените и т. п.; содержит микровключения самородного серебра (Харкуш, Чакчар).

Поздняя пострудная регенерированная блеклая руда в виде единичных зерен отмечается редко в кварцевых прожилках.

По данным спектральных анализов в блеклых рудах Южного Карасана и Чакчара установлены примеси марганца, серебра, мышьяка, кобальта, висмута, ртути, кадмия, меди, свинца, цинка.

Из редких минералов, встречающихся в рудах, отметим эмульсионную вкрапленность пирротина в сфалерите, редкие включения в пирите борнита, вюртцит среди сфалерита и переходящий в сфалерит. Характерно наличие в рудах Южного Карасана, Чакчара, Харкуша серебряных минералов — самородного серебра, аргентита-акантита, полибазита в виде мельчайших включений, ассоциирующих с галенитом, блеклой рудой. В колчеданно-полиметаллических жилах из радиальных разломов в породах докембрия Южного Карасана отмечен самородный висмут и шапбахит (Зеленская, Михайлова, 1972).

Кварц — широко распространенный минерал, слагает грейзены, различные фации березитовой формации, тесно ассоциирует с карбонатами, полевым шпатом, хлоритом, серицитом, пиритом и др. Агрегаты его имеют различное строение — интерстициальные формы выделения, в случае метасоматического развития, роговиковое сложение (листвениты), в прожилках приоткрывания — крупнозернистое и идиоморфнозернистое и т. п. Отмечается несколько типов перекристаллизации кварца, в результате чего возникают прожилки перекристаллизации, оторочки в тенях давления рудных минералов, нередко эти образования имеют идиоморфные очертания, фламбоидальные формы в местах наименьшего напряжения и др.

Карбонатные минералы в рудах тесно ассоциируют с кварцем, серицитом, хлоритом и др. Как и кварц они развиваются в виде метасоматических образований и прожилков. Среди них наиболее часты доломит и кальцит, которые присутствуют в зонах изменения практически всех рудовмещающих пород; анкерит совместно с кварцем слагает кварц-анкеритовые метасоматиты в зонах субширотных нарушений в разнообразных по составу породах — андезитовых порфиритах, метаморфических сланцах, гранитах, песчаниках и др. Магнезит и сидерит широко развиты в кварц-карбонат-полиметаллических зонах в региональных субширотных нарушениях. Брейнерит ассоциирует с пирит-галенит-сфалеритовыми рудами в рудокластах среди доломитов, в метасоматитах и прожилках с кварцем среди андезитовых порфиритов, в лиственитах и т. д.

Серицит распространен в кварц-серицитовых метасоматитах среди метаморфических пород, в андезитовых порфиритах, песчаниках, липаритовых порфирах и др. Он развивается по основной массе, часто в виде ориентированных полос мелкочешуйчатого строения в зонах рассланцевания и в порфириковых выделениях. Другая разновидность — переотложенный серицит в виде крупных чешуек

ассоциирует с пиритом, заполняя промежутки между его зернами, образует прожилки.

Хлорит представлен в основном магнезиальной разностью. Наряду с кварцем, серицитом слагает околорудные метасоматиты: широко развит в андезитовых порфиритах, песчаниках, листовниках. Обычно отлагается позже кварца и карбонатов.

Серпентин развит в основном с изменениями типа листовитов, где слагает серпентин-карбонатные разновидности. Представлен антигоритом и небольшим количеством хризотила.

Барит встречается в ассоциации с кварцем, карбонатами: образует гнезда и прожилки в андезитовых порфиритах, альбитофирах, а также слагает зоны крупнокристаллического строения в карбонатных породах (Торт-Моглы). Содержит примесь стронция (1,3%).

Элементы-примеси, которыми богаты руды Чакчарского рудного поля, распределяются в рудах и минералах различных участков, текстурно-минералогических и генетических типов руд очень неравномерно. Наиболее характерными примесями являются кадмий, селен, теллур, висмут, серебро, сурьма, мышьяк; кроме того, присутствуют индий, никель, кобальт, таллий, галлий, германий, ртуть. В целом в рудах селен преобладает над теллуrom, кобальт над никелем, серебро над золотом.

В рудах наблюдается отчетливая зависимость их содержаний, с одной стороны, от степени насыщенности руд сульфидами, с другой — от минерального состава руд, так как каждый из основных сульфидов характеризуется своим набором примесей.

Формы нахождения примесей в сульфидах различны — от изоморфных до включений собственных минералов. Так, селен и теллур присутствуют в сульфидах в виде изоморфной примеси, при этом отмечается прямая зависимость в их содержаниях — максимальным значениям селена соответствуют наивысшие теллура. В содержаниях кобальта и никеля в пиритах и сфалеритах также наблюдается прямая корреляция, тогда как между кадмием и цинком в сфалеритах и сурьмой и висмутом в галенитах она обратная. Мышьяк — характерная примесь пирита и во всех случаях преобладает над сурьмой; в галенитах, напротив, преобладает сурьма. Висмут находится как в виде изоморфной примеси в количестве до 1,26% в галените, так и в виде собственных минералов — самородного висмута и шапбахита, то же касается серебра.

Сульфиды различных генетических типов и из различных типов руд отчетливо различаются концентрациями элементов-примесей (табл. 20—23).

Так, минералы из кварц-карбонат-колчеданно-полиметаллических жил в радиальных разломах в породах докембрийского фундамента месторождения Южный Карасан отличаются самыми высокими содержаниями селена, теллура (в халькопирите), висмута, мышьяка (в галените, халькопирите, пирите), индия (в халькопирите, сфалерите), серебра (в галените, сфалерите, пирите), галлия

(в пирите). Близки к ним по содержанию примесей сульфиды из кварц-полиметаллических жил в тех же радиальных разломах в песчанниках Харкуша.

Сульфиды из седиментогенных руд в доломитистых известняках Южного Карасана в отличие от сульфидов всех прочих типов руд характеризуются максимальными концентрациями сурьмы (в галените, халькопирите, пирите) и таллия (в пирите).

Сульфиды колчеданно-полиметаллических метасоматических руд в березитизированных андезитовых порфиритах по элементам-примесям занимают промежуточное положение между двумя описанными выше группами, приближаясь, однако, к первой. И, наконец, сульфиды послерудной регенерации (метаморфического этапа) обеднены всеми элементами-примесями.

Особенности формирования руд

О возрасте оруденения и связи его с вулканизмом

Вопрос о связи эндогенных месторождений свинца и цинка Узбекистана с различными магматическими образованиями в той или иной степени рассматривался в работах Х. М. Абдуллаева (1960, 1965 и др.), И. Х. Хамрабаева (1969 и др.), Р. Б. Баратова (1966), П. В. Панкратьева, Ю. В. Михайловой (1971, 1979) и многих других. Т. Н. Далимов и др. (1971), Т. Шарипов (1972), Т. Ш. Шаякубов (1978), И. Х. Хамрабаев (1969) затронули вопросы геохимической специализации на медь, цинк, свинец и серебро нижекарбонатовых вулканогенных образований Юго-Западного Гиссара, с которыми связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. В частности, отмечалось закономерное возрастание концентраций этих элементов от пород пирокластической и эффузивной фации к субвулканической, а в последней — от ранних импульсов к конечным, на основании чего обосновывалась связь гидротермально-метасоматических свинцово-цинковых руд с завершающими этапами нижекарбонатового вулканизма (Панкратьев, Михайлова, 1971; Шаякубов, 1978).

Представления о возрасте колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Западного Гиссара в свое время обсуждались в печати (Исамухамедов и др., 1962; Василевский, 1968; Панкратьев, 1965; Покровский, Панкратьев, 1965). В настоящее время все более укрепляется представление о генетической связи их с нижекарбонатовым вулканизмом (Панкратьев, Михайлова, 1971; Шмелев, 1975; Горжевский, Филатов, 1971; Шаякубов, 1978 и др.).

К числу основных факторов, свидетельствующих о нижекарбонатовом возрасте колчеданно-полиметаллического оруденения, относятся следующие.

1. Колчеданно-полиметаллическое оруденение пространственно приурочено к вулканическим структурам, сложенным вулканоген-

ными породами нижнего карбона, и локализуется только в ореолах вулканизма.

2. Дайки диоритового и сиенито-диоритового состава (C_3) и диабазового порфирита ($P - T_1$) имеют отчетливый послерудный характер и содержат рудные ксенолиты.

3. Абсолютный возраст околорудных серицитов составляет 307—330 млн. лет (лаборатория ИГиГ АН УзССР), что в целом соответствует данным по определению абсолютного возраста самих пород. Учитывая, что слюда и калиевые полевые шпаты при термальном воздействии легко теряют аргон, можно полагать вероятное омоложение их абсолютного возраста по сравнению с геологическими данными.

4. Абсолютный возраст галенита из колчеданно-полиметаллических руд Чакчарского и Хандизинского рудных полей и пород субвулканической фации, по данным Т. Ш. Шаякубова (1978), составляют соответственно 312—344 млн. лет и 296—311 млн. лет. Близкие к этим значения абсолютного возраста галенитов из Хандизинского рудного поля приводит А. Г. Шмелев (1975). Учитывая одинаково интенсивный динамометаморфизм руд и пород, а также пересечение пластовых рудных тел синвулканическими разрывными тектоническими элементами можно полагать, что наиболее вероятный возраст колчеданно-полиметаллического оруденения нижекарбонный.

В последнее время в ряде рудных полей обнаружены горизонты седиментогенных конглобрекций, перекрывающие пластообразные линзовидные тела колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Имеется два таких горизонта — один среди средневизейских доломитов Южного Карасана, второй — в серпуховских вулканогенно-осадочных породах Хандизинского рудного поля. Наличие таких горизонтов значительно суживает возрастные границы рудообразования и позволяет говорить о возможном существовании нескольких этапов формирования руд. Верхняя возрастная граница их соответствует средневизейскому и серпуховскому этапам. С каждым из них связано образование сингенетичных и эпигенетичных руд, синхронных становлению вулканитов определенного петрохимического типа.

Основываясь на петрохимических данных Т. Н. Далимова, В. А. Арапова, В. В. Михайлова, Т. Ш. Шаякубова, П. В. Панкратьева, Е. И. Филатова, А. И. Донца, А. А. Поповой, А. Н. Барышева, все нижекарбонные вулканогенные образования можно разделить на четыре серии — ранние калиевую и калинатровую, среднюю натриево-калиевую и позднюю калинатровую. Каждая из них характеризуется своим типом стратифицированного оруденения. Так, существенно колчеданные руды с заметным преобладанием цинка над свинцом находятся в карбонатно-кремнистых породах и туфоалевролитах, по времени образования коррелирующих с ранней и поздней липаритовой, липарит-дацитовой калинатровой ($K \leq Na$) сериями. Характерна также ассоциация

этих руд с породами андезитового ряда, которые отличаются преобладанием натрия над калием или близкими их значениями. Наиболее крупные промышленные скопления руд связаны с горизонтами вулканогенно-осадочных пород средней серии — липаритовой, в которых калия больше чем натрия в 2—3 раза. Таким образом, процесс рудообразования был длительным и многоактным и реагировал на эволюцию вулканизма.

Изотопный состав серы сульфидов

Изотопный состав серы сульфидов довольно широко используется для восстановления черт геохимической истории элементов. Изучение сульфидов колчеданно-полиметаллических руд Юго-Западного Гиссара позволило выявить минералы различных генетических типов, а также говорить о вероятных источниках серы (Панкратьев и др., 1973).

На основе 100 определений изотопного состава серы сульфидов Хандизинского рудного поля (данные П. В. Панкратьева, Е. И. Филатова, А. Е. Злотник-Хоткевича, Д. А. Малахова и др.) видно, что основная их масса (94%) характеризуется довольно малой дисперсией значений (δS^{34} — от +6,91 до $-2,5\%$), находится в тех же пределах, что и для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и колчеданных месторождений Урала и указывает на глубокий источник серы, свойственный вулканогенным месторождениям. Особенностью гистограммы распределения изотопного состава серы (рис. 26) является небольшое смещение ее максимума в левую сторону от толентового стандарта, указывающее на некоторое обогащение сульфидов тяжелым изотопом. На это указывают также отдельные, хотя и редкие пробы, в которых δS^{34} достигает +8,7%. Обогащение сульфидов тяжелым изотопом, как и на других месторождениях колчеданного типа (Малахов и др., 1974), связано с заимствованием его из морских сульфатных вод. При сравнении гистограмм изотопного состава серы пиритов и других сульфидов видно, что в пирите сдвиг в сторону утяжеления изотопного состава выражен более ярко, чем в галените, сфалерите и халькопирите. Это свидетельствует о том, что процесс минералообразования, при котором смешивались эндогенные рудонные и морские сульфатные воды, более характерен для пирита. Это же подтверждается текстурно-структурными и морфологическими особенностями пиритовых агрегатов.

Некоторое обогащение легким изотопом серы ранних пиритов из прожилково-вкрапленных и массивных руд происходило в результате сольфатарно-гидротермальных процессов преобразования рудовмещающих толщ. Отрицательные значения δS^{34} , как известно, характерны для изотопного состава серы сероводородных вулканогенных эманаций.

Единичные анализы изотопного состава серы пиритовых конкреций из глинистых сланцев намюра, песчаников и известняков

визе, приводимые Е. И. Филатовым, указывают также на участие в процессе минералообразования и биогенной серы.

Пределы колебаний δS^{34} для различных сульфидов из сплошных руд отражают незначительное, прогрессивное обогащение их

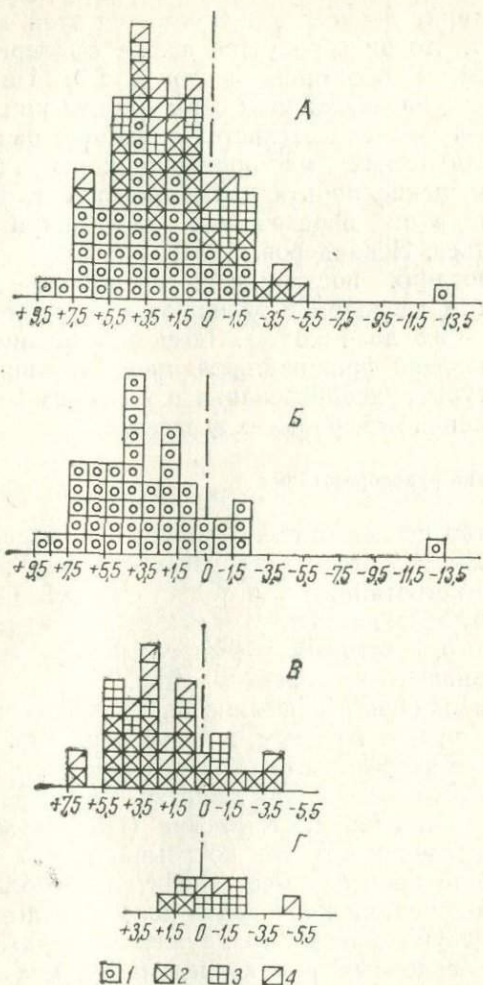


Рис. 26. Изотопный состав серы сульфидов м-ния Хандиза.

А — всех сульфидов, Б — пирита, В — галенита, сфалерита, халькопирита, Г — сульфидов послерудного, метаморфического этапа; 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — халькопирит, 4 — галенит.

изотопом S^{32} в ходе рудообразования. Эта закономерность особенно четко выражена в сосуществующих сульфидах, образующих изотопный ряд, соответствующий возрастной последовательности образования минералов. Разница значений δS^{34} для пар пирит —

сфалерит, сфалерит — галенит и сфалерит — халькопирит достигает соответственно 5,2, 6,9 и 4,0 ‰. Та же закономерность сохраняется для сульфидов с усредненным составом серы. Сера сфалерита, как правило, обогащена тяжелым изотопом по сравнению с серой галенита, а сера пирита тяжелее серы сфалерита и галенита. Однако халькопирит не всегда подчиняется этой закономерности. Несмотря на то, что он образуется позже сфалерита, иногда по сравнению с ним он обогащен изотопом S^{34} . Подобные факты можно объяснить унаследованием серы пирита при замещении его халькопиритом, о чем свидетельствует широко развитая в колчеданно-полиметаллических месторождениях пирит-халькопиритовая ассоциация, замещение пирита халькопиритом и экспериментальные исследования по образованию халькопирита в пиритовой среде (Панкратьев, Искандеров, 1966).

Сульфиды поздних послерудных прожилков переотложения обогащены легким изотопом и отличаются отрицательными значениями δS^{34} (от $-0,5$ до $+5,0$ ‰). Здесь обогащение легким изотопом серы обусловлено фракционированием изотопов серы при снижении температуры рудообразования в условиях перекристаллизации и переотложения минеральных агрегатов.

Этапы и стадии рудообразования

Большинство исследователей колчеданно-полиметаллического оруденения Южного Узбекистана рассматривали процесс рудообразования как многоэтапный или полистадийный. Общим для всех схем является выделение двух главных процессов: гидротермально-метасоматического, в который формировались руды, и метаморфического, обусловившего их переотложение.

В 1971 г. мы обратили внимание на наличие седиментационно-диагенетических руд, к которым, в частности, отнесены пиритовые образования массивно-полосчатой и ритмически полосчатой текстур Главной рудной залежи Хандизинского месторождения и некоторые рудные тела Южного Карасана (Панкратьев, Михайлова, 1971). Работы последующих лет показывают, что седиментационно-диагенетический процесс имеет значительно больший размах и значение в формировании колчеданно-полиметаллических руд, о чем свидетельствуют факты обнаружения стратифицированных гидротермально-осадочных руд колчеданного, колчеданно-полиметаллического и существенно полиметаллического состава в Хандизинском (Хандиза, Чернова, Чинарсай) и Чакчарском (Южный Карасан, Торт-Моглы) рудных полях, а также горизонтов перемыва руд на этих же площадях.

Процесс седиментационно-диагенетического рудообразования был длительным. Он охватывал период накопления толщи пород зойской и вахшиварской свит, на отдельных уровнях которых находятся гидротермально-осадочные руды. Намечается несколько максимумов в ходе седиментационно-диагене-

тического рудообразования. При этом в разных рудных полях они не всегда совпадают во времени. В Чакчарском рудном поле главный уровень рудоотложения отвечает времени образования карбонатных пород, он начался с отдельных небольших линз среди песчаников зойской свиты и достиг максимума в верхневизейское время. На Хандизинском рудном поле намечается три максимума в ходе рудообразования. Первый из них соответствует формированию колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд в карбонатно-кремнистом горизонте средневизейской толщи, второй — Главной рудной залежи в нижнем горизонте вулканогенной толщи верхневизейского возраста и третий — колчеданным рудам в вулканогенно-осадочной толще серпуховского яруса. Эти максимумы совпадают с периодами затишья вулканогенных эксплозий, когда накапливался карбонатный и тонкообломочный туфогенно-терригенный и карбонатно-глинистый материал. Нередко отложение сульфидов сопровождалось накоплением эксгальционно-осадочного кремнистого материала.

Для гидротермально-осадочного процесса характерно отложение рудных илов хемогенным путем из придонных рассолов, образовавшихся в результате смешения гидротермальных и морских вод. Об отложении сульфидов в процессе седиментации в подводных условиях свидетельствует наличие колломорфных агрегатов скрытокристаллически зонального строения сложного состава (сульфиды железа, меди, свинца, цинка и блеклые руды), а также другие факторы: огибание пиритовых и пирит-сфалеритовых руд слюистостью пород; ассоциация сульфидов с глинистым и органическим веществом; конкреционная форма скопления пиритовых агрегатов; тесная ассоциация руд с вулканогенно-осадочными кремнистыми, туфо-кремнистыми породами и туфоаргиллитами; наложение расщепления на руды и т. п.

В процессе диагенеза уплотнялись и обезвоживались илы, раскристаллизовывались тонкодисперсные и колломорфные агрегаты сульфидов в кристаллически зернистые агрегаты с образованием пирит-марказитового, пирит-халькопиритового, пирит-галенит-сфалеритового, халькопирит-сфалерит-галенит-блеклорудного и других парагенезисов; залечивались диагенетические пустотки и клиновидные трещинки усыхания, ориентированные перпендикулярно к слоям или вдоль них. Присутствие наряду с кристаллическим пиритом глобулярного и колломорфного, а также наличие признаков полиэдрического строения также свидетельствуют об образовании их в процессе усыхания коллоидных соединений (Шадлун, 1954; Ярош, 1973).

Над залежами сульфидных руд широко развиты зоны гематит-содержащих пород (туфы с послойной вкрапленностью гематита, яшмовидные породы, кремнисто-гематитовые образования и др.). Мощность их от первых метров до 100 и более; протяженность соизмерима с протяженностью рудных зон. Так же, как и для сульфидных руд, имеется несколько уровней гематитсодержащих зон.

В Хандизинском рудном поле отчетливо выражены две такие зоны — одна в всячем боку Главной рудной залежи (месторождение Хандиза), прослеживающаяся с небольшими перерывами также над сульфидными рудами месторождения Чинарсай и рудопроявления Майдансай (верхневизейский ярус), и вторая над колчеданными рудами рудопроявления Северной Чорновы (серпуховский ярус). Переход от сульфидоносных зон к гематитсодержащим обычно резкий и лишь в отдельных случаях (Северная Чорнова) наблюдается переход с чередованием в разрезе пластовых сульфидных руд и гематитсодержащих пород. В Чакчарском рудном поле гематитсодержащие породы фиксируются над рудами в карбонатной толще верхнего визе. Здесь также наблюдаются кварцгематитовые рудные тела.

Смена сульфидных руд в надрудной толще гематитсодержащими породами явно сингенетичного происхождения свидетельствует об изменении Eh в придонной зоне бассейна вследствие прекращения поступления глубинного сероводорода или усиления аэрации осадка (Скрипченко, 1966; Чухров, 1974).

Гидротермально-метасоматический процесс проявился в формировании широких ореолов гидротермально-измененных пород, согласных и секущих метасоматических рудных тел колчеданного и полиметаллического состава, а также различного рода жил. При формировании последних наряду с метасоматическими отчетливо проявились также процессы выполения.

На эпигенетический характер этого процесса указывают приуроченность руд к зонам рассланцевания, дробления, будинажа, радиальным полукольцевым и другим секущим разломам; наложение их на субвулканические дайки липаритового порфира и андезитового порфирита, на пластовые сульфидные тела гидротермально-осадочного генезиса и т. п.

Установлено, что метасоматические процессы развивались как синхронно с гидротермально-осадочным рудообразованием вдоль рудоподводящих структур на пути продвижения восходящих гидротермальных растворов к уровню их седиментации, так и после захоронения гидротермально-осадочных сульфидных руд и интенсивных тектонических подвижек.

Сравнительно сильная волна метасоматических процессов проявилась в связи с внедрением субвулканических даек липаритового состава, характеризующихся преобладанием калия над натрием в составе щелочей.

На всех колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана, также как и на аналогичных месторождениях Рудного Алтая, метасоматическое рудообразование происходило примерно по одной схеме. Во всех случаях рудоотложению предшествовали гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород, затем выделялись сульфиды в последовательности:

пирит — сфалерит — халькопирит — галенит — блеклая руда. Между отложениями пирита и остальных сульфидов иногда отмечается кратковременный перерыв. Это позволило нам наметить последовательность стадий, отражающих эволюцию рудообразующих процессов; дорудного изменения вмещающих пород, серноколчеданную, первую полиметаллическую (Панкратьев, Михайлова, 1971). Примеры рудных полей, рассмотренные выше, свидетельствуют о многократном проявлении волн гидротермальных растворов, связанных с различными фазами вулканизма. На некоторых месторождениях, в связи с многоэтапностью и особенностями рудообразования в конкретной геологической обстановке, отдельные стадии проявляются более ярко, другие практически выпадают. Происходит наложение стадий разных этапов. В результате проявляются особенности стадийности, как отмечается это для Рудного Алтая М. Г. Хисамутдинов (1978). Поэтому приводимую схему следует рассматривать как обобщающую для гидротермально-метасоматического процесса на колчеданно-полиметаллических месторождениях Юго-Западного Гиссара.

В стадию гидротермального изменения вмещающих пород происходила перекристаллизация, выщелачивание, переотложение рудных и петрогенных компонентов. В эту стадию кислотного выщелачивания в виде неравномерной вкрапленности образуется повсеместно пирит.

Метасоматические процессы накладывались на зоны дробления, будинажа, рассланцевания пород и седиментационно-диагенетические руды, а также создавали широкие ореолы изменений. Устанавливается влияние литологического состава пород на характер дорудного изменения. Туфы липаритового состава интенсивно серицитизированы, кремнистые породы окварцованы, туфо-кремнистые хлоритизированы. Наряду с этим обычно выдерживается следующая последовательность зон гидротермального метаморфизма: руда, серицитовая, серицит-хлоритовая зона, зона окварцевания. Располагаются они асимметрично по отношению к рудовмещающим структурам и обычно значительно шире под рудным телом, чем над ним. Иногда непосредственно на контакте с рудным телом находится зона окварцевания. Намечается также изменение состава минералов при переходе от внешних зон к внутренним, кальцит сменяется анкеритом, магнезиально-железистый хлорит — магнезиальным, уменьшается содержание калия в серицитах и т. п. Для рудной зоны Хандизинского месторождения О. В. Андреева (1973) выделяет ряд парагенезисов минералов, позволяющих параллелизовать метасоматические процессы данной стадии с березитизацией.

В участках будинажа седиментационно-диагенетических руд метасоматиты облегают и цементируют их линзовидные обломки. Отмечаются признаки наложения метасоматитов на руды — проращение зерен рудных минералов хлоритом и серицитом.

Метасоматиты Чакчарского рудного поля отличаются в целом широким развитием более низкотемпературных кварц-карбонатных парагенезисов, в составе которых особенно широко распространен брейнерит.

Нередко гидротермально-осадочные залежи находятся в удалении от рудоподводящих каналов. В этом случае они не сопровождаются заметными изменениями вмещающих пород. Примером могут служить колчеданно-полиметаллические руды Южного Карасана. На Хандизинском же месторождении колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды в доломитах в отличие от карасанских находятся среди метасоматитов, сложенных магнезиальными хлоритами (клинохлор).

В серноколчеданную стадию происходило отложение сульфидов железа, динамометаморфизм и переотложение ранних гидротермально-осадочных сульфидов. В этот период также отлагались и переотлагались кварц, карбонаты, серицит, хлорит. Эта стадия характеризуется повышением роли халькофильных элементов — никеля, кобальта, селена, теллура, мышьяка и других элементов, а также элементов с двойственной геохимической ролью, в частности, таллия, галлия, германия.

Первая полиметаллическая стадия характеризуется формированием сфалерит-халькопирит-галенит-блеклорудного парагенезиса, находящегося в тесной пространственной ассоциации с продуктами предыдущих стадий. В эту стадию происходил привнос в рудные зоны цинка, свинца, меди, серебра, кадмия, сурьмы, индия, таллия, галлия, серы и др. Сера и железо заимствовались также из вмещающих пород и серноколчеданных руд.

Т. Ш. Шаякубов (1978) для Чакчарского рудного поля выделяет вторую полиметаллическую стадию, основанием для чего послужила пространственная разобщенность рудных тел, образованных продуктами этой стадии, жильный и прожилково-вкрапленный характер их выделения, приуроченность к радиальным разломам, секущим рудные зоны ранних стадий, а также резко повышенные содержания в рудах висмута.

Гидротермально-метасоматические жильные минералы из рудных и околорудноизмененных зон изучены методом декрепитации (Панкратьев, Михайлова, 1974).

Кварцы согласных линз и секущих прожилков из рудных зон среди березитов Хандизинского рудного поля характеризуются начальной температурой растрескивания, равной $220-240^{\circ}$, и широким интервалом температуры максимального растрескивания $220-280^{\circ}$; в других случаях первая величина составляет $250-280^{\circ}$, вторая представлена двумя сближенными интервалами $260-340^{\circ}$ и $370-400^{\circ}$. Ассоциирующие с кварцем кальцит и анкерит имеют аналогичную температуру растрескивания; у сульфидов также начальная температура равна $240-280^{\circ}$.

Сравнение этих данных с результатами декрепитации жильных минералов, приведенных в работе Т. Ш. Шаякубова (1978) по Чакчарскому рудному полю, свидетельствует о близких температурных условиях их образования (от 220—290 до 340° и более).

Таким образом, результаты декрепитации жильных и сопутствующих им сульфидных минералов главнейших рудных полей Южного Узбекистана говорят о среднетемпературных условиях формирования гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд.

Наличие геохимических факторов: самородного висмута, кристаллизующегося при температуре, близкой к 271°; распад твердого раствора с образованием шапбахита, происходящий при температуре 179°; отношение галлия к индию, равное 0,4—2,2 также свидетельствует о среднетемпературности процесса минералообразования.

Регенерация проявилась в динамометаморфизме и переотложении руд. Намечается два крупных этапа регенерации.

Первый этап характеризуется проявлением дислокаций, связанных с синвулканической складчатостью и внедрением субвулканических даек липаритового и липарит-дацитового состава. В этот этап происходит расланцевание пород и разливизование руд. В седиментационно-диагенетических рудах осуществляется массовое дробление пирита, его переотложение, образование пирротина. Метаморфические преобразования дисульфидов железа проходили по схеме: пирит-мельниковит (дисперсный) — мельниковит-пирит — пирит (Баталов, Панкратьев, 1962). Наиболее четко все эти особенности видны в крупнокристаллических пиритах существенно колчеданных руд карбонатно-кремнистого горизонта, в которых кристаллы пирита, как правило, раздроблены и окружены незональной каймой. В полиметаллических рудах в одних случаях наблюдается развальцевание сфалерита и образование темных кайм перекристаллизации около «порфирировых» изометричных его обломков и по трещинкам в буром сфалерите, в другом случае — пластическое течение галенита, сфалерита, халькопирита, сопровождающееся разрушением их первичных сростаний и обособлением в мономинеральные полосы. Характерно наличие тонких двойников давления, плоскостей трансляции в сфалерите и халькопирите, укрупнение эмульсионной вкрапленности халькопирита в каймах вокруг бурого сфалерита.

Второй этап регенерации во времени значительно оторван от предыдущего и связан с поздними тектоно-магматическими процессами, обусловившими образование секущих субмеридиональных нарушений и внедрение даек сначала сиенито-диоритов (С₃), а затем диабазов (Р—Т₁). Этот этап регенерации выражен в переотложении минералов и формировании пострудных кварц-сульфидных прожилков. Минералы отлагаются преимущественно путем выполнения пустот. Для этого этапа характерен тот же комплекс

сульфидных минералов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда), но в незначительном количестве, и жильных минералов — кварца, кальцита, реже анкерита и барита. Часто наблюдается зависимость состава прожилков от состава пересекаемых минеральных агрегатов.

Минералы поздней послерудной регенерации, образующие индикаторную минерализацию в виде прожилков выполнения, секущих как породы, так и руды, четко отличаются от гидротермально-метасоматических. Кварц и кальцит из таких прожилков имеют более низкую начальную температуру растрескивания — $160\text{--}180^\circ$, а барит даже $150\text{--}160^\circ$ при максимальной температуре растрескивания $180\text{--}270^\circ$. Ассоциирующие с ними сульфиды также имеют начальную температуру растрескивания около 180° .

На месторождении Хаудиза также проявлен контактовый метаморфизм рудовмещающих толщ, связанный с внедрением субвулканических даек калиевого липаритового порфира. В результате этого в их приконтактовом ореоле широко проявлен калиевый метасоматоз.

Глава IV

ГРУППА МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАНЫХ ФОРМАЦИЙ

На территории Узбекистана в последнее время выявлены стратиформные проявления свинца и цинка в породах метаморфической толщи нижнего и среднего палеозоя. Эти проявления отличаются существенно цинковым и колчеданным составом. Другая их особенность заключается в динамометаморфическом преобразовании и частичном переотложении руд под влиянием регионального метаморфизма и более поздних проявлений магматизма.

Одно из таких сложных полигенных проявлений — месторождение Кульдара, отнесенное к халькопирит-сфалерит-колчеданной формации.

Ниже-среднепалеозойская метаморфическая толща, с которой пространственно ассоциируют проявления данной формации, находится на границе Южно-Тяньшаньской геосинклинально-складчатой области и Каракумо-Таджикского краевого массива в зоне Южно-Гиссарского краевого шва, выделенного А. В. Покровским (1973). Здесь кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные осадки смяты в узкие линейные складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями, и инфицированы магматическими телами различного возраста — субвулканическими дайками липаритов C_1 , гранитоидами диорит-гранодиоритового комплекса $C_2—C_3$, а также лейкократовыми калиевыми гранитами и трахидацит-трахилипаритовыми образованиями нижней перми.

В этой зоне, во многом напоминающей Иртышскую зону смятия, присутствуют также тела гипербазитов (Кундаджувазский, Захчинский и др.), свидетельствующие о глубинном характере вмещающих их разломов.

В пределах рассматриваемого отрезка Южно-Гиссарского тектонического шва всю метаморфическую толщу А. В. Покровский (1974) подразделяет на два комплекса — нижнепалеозойский ($E—O_2$) и ниже-среднепалеозойский ($O_3—D_2$). Нижнепалеозойский комплекс включает песчано-сланцевую толщу Мачетлинских гор, амфиболито-сланцевые толщи среднего течения р. Туполанг,

верховьев р. Урах, водораздела рек Чош и Шатрут и правобережья р. Танхазы.

Нижне-среднепалеозойский комплекс прослеживается от левого бережья р. Танхазы, в верховьях р. Кызылдарьи и бассейна р. Шатрут, и далее на восток на расстояние 60 км в виде довольно широкой полосы (до 12 км), а также отдельных полей в верховьях р. Чош и Мачетлинских горах. По данным А. В. Покровского (1974), этот комплекс характеризуется пестрым литолого-петрографическим составом, выраженным чередованием пачек различных метапелитовых метаморфических сланцев и песчаников с пачками, обогащенными кальцием (эпидот-амфиболитовые и карбонатные породы). Широко распространены в этом комплексе метавулканиды основного, среднего и кислого состава, преимущественно в нижней и средней частях разреза толщи. Продукты кислого вулканизма в этой толще преобразованы в кварцево-сланцевые сланцы и порфириды, а метапорфириты — в эпидот-амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы.

А. В. Покровский (1974), основываясь на сведениях об обнаружении Ф. Р. Бенш, Д. А. Рубановым, И. А. Поникленко, Е. Л. Семеновым ордовикской и силурийской фауны (Рубанов, 1968 и др.), данных И. А. Кензина (1965) об ордовик-силурийском возрасте Чормагольской свиты, фактах постепенного перехода метаморфических толщ в перекрывающие их девонские карбонатные отложения, а также на сопоставлении этих толщ с фаунистически охарактеризованными ордовик-силурийскими отложениями других регионов, обосновывает ордовик-силурийский их возраст и выделяет в них три свиты: алмалыкскую (O_3), маставатскую (S_{1-2}) и караканскую (D_{1-2}). Маставатская свита в свою очередь расчленяется на три подсвиты (снизу вверх): карбонатно-терригенную, вулканогенно-карбонатно-терригенную и существенно терригенную.

В. К. Панасюченко метаморфические образования западного окончания Гиссарского хребта делит на две толщи — апотерригенную и аповулканогенную, возраст которых соответственно датируется как ордовик-верхнесилурийский и нижнекаменноугольный. Э. Д. Безуглов также часть метаморфических образований, относящихся к маставатской свите, в настоящее время переводит в нижний карбон.

Анализ разрезов метаморфического комплекса, изученного Д. А. Рубановым (1968), А. В. Покровским (1974), В. К. Панасюченко, Э. Д. Безугловым, Т. А. Карасевой и др., а также наши наблюдения по Яккабагскому району (Вуары-Апжурская площадь, район месторождения Кульдара), верховьям р. Кызылдарьи (Дандончокан, Мезакигоу и др.), южному склону г. Мачетли (площадь месторождения Каракан) свидетельствуют о возможном наличии трех разновозрастных толщ: древней ($\epsilon-O_2$), представленной существенно апотерригенными образованиями с горизонтами метавулканидов кислого и основного состава, более молодой

(\bar{O}_3 — \bar{D}_2), соответствующей алмалыкской, маставатской и караганской свитам и третьей — нижнекарбоновой (C_1), сложенной метавулканитами основного и кислого состава. Эти толщи претерпели метаморфизм эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и филлитовой фаций (Покровский, 1974).

Стратиформные месторождения халькопирит-сфалерит-колчеданной формации (Кульдара) размещаются в пределах древней метаморфической толщи (ϵ — O_2) и связаны с теми ее участками, где она, выполняя северный периферический прогиб краевого массива, входит в зону Южно-Гиссарского шва. Благоприятны те разрезы, в которых развиты горизонты метавулканитов.

Нижне-среднепалеозойский комплекс характеризуется широким развитием прожилково-вкрапленной кварц-борнит-халькопиритовой и золотой минерализации метаморфогенного типа (Михайлова и др., 1973). Перспективы нижнекарбоновой толщи еще не выяснены, однако обнаружение в них богатых колчеданно-полиметаллических руд на южном склоне г. Мачетли (Каракан) свидетельствует о возможных ее перспективах на данный тип оруденения.

Халькопирит-сфалерит-колчеданная формация

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КУЛЬДАРА

Особенности геологического строения

Месторождение Кульдара находится в зоне Южно-Гиссарского краевого шва, представляющего собой протяженную долгоживущую мобильную тектоническую структуру, которая отделяет геосинклинально-складчатый пояс Южного Тянь-Шаня от Байсунского срединного массива (Покровский, 1973).

Тектоническая обстановка Байсунской подзоны в период нижнекарбонового вулканизма была связана с дифференцированными движениями в ней и возникновением серии крутопадающих субширотных разломов и секущих надвигов вдоль северной окраины Каракумо-Таджикского массива, она способствовала образованию цепи субвулканических интрузий кислого состава среди интенсивно метаморфизованных кембрий-среднеордовикских пород. Вулканогенно-осадочные отложения нижнего карбона на площади рудного поля интенсивно эродированы и сохранились лишь в грабенах (Вуары-Кульдаринский грабен) и тектонических клиньях (Кульдара).

Месторождение Кульдара находится между двумя параллельными выходами субогласных субвулканических даек липаритового порфира нижнего карбона среди пород упомянутой метаморфической толщи (ϵ — O_2) и представляет собой сравнительно выдержанную по простиранию с раздувами и пережимами полосу,

развитую субмеридиональными нарушениями на серию небольших по размерам блоков.

Геологический разрез месторождения (рис. 27) представлен различными метаморфическими сланцами, которые являются результатом преобразования переслаивающихся пород базальт-липаритовой формации, осадочно-терригенных и карбонатных пород под воздействием процессов регионального метаморфизма на уровне фации зеленых сланцев и низкотемпературных ступеней эпидот-амфиболитовой фации (Михайлова и др., 1973).

В разрезе выделяется две пачки пород: нижняя, пестрая по составу, и более однородная верхняя.

Нижняя пачка разреза сложена переслаивающимися клиноцоизит-актинолит-плагиоклазовыми, эпидот-хлорит-полевошпатовыми сланцами с порфиробластами граната и без них, с прослоями актинолитовых сланцев и эпидот-полевошпатовых пород. Основными составляющими их являются альбит и более основной полевой шпат (до 50%), актинолитовая роговая обманка (до 25%), клиноцоизит (около 15%), гранатgrossуляр-альмандинового ряда (до 5—7%). Характерно также обилие сфена, рутила, лейкоксена. Породы интенсивно послойно перекристаллизованы и окварцованы, по сланцеватости хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы. Комплекс типоморфных минералов, реликтовая порфировая структура пород, их состав позволяют предположить, что исходной была вулканогенная порода основного состава.

Существенная часть пачки сложена мусковит-кварц-полевошпатовыми сланцами с порфиробластами граната и без них с прослоями мусковитовых и кварцитовых сланцев (подобные сланцы слагают верхнюю пачку разреза и охарактеризованы ниже).

Присутствуют также единичные прослои лейкократовых мусковит-полевошпатово-кварцевых пород, состоящих из кварца (50—55%), альбита (25—30%), мусковита (10%), калиевого полевого шпата (2—3%), а также маломощные прослои и линзы известняков, доломитизированных и анкеритизированных известняков.

В верхних частях нижней пачки разреза преобладают кварц-полевошпат-хлоритовые и кварц-полевошпатовые породы, образованные по эффузивным липаритовым порфирам, на что указывают реликты вулканогенного материала (псевдосферолитовые образования), порфировые выделения монокристаллов кварца и полевого шпата, лейкократовый состав пород и т. п.

Верхняя пачка разреза в нижней части представлена переслаивающимися плагиоклаз-кварц-мусковитовыми, плагиоклаз-кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с порфиробластами граната, в верхней — существенно мусковит-кварцевыми сланцами с порфиробластами граната. Последние сложены кварцем, альбит-олигоклазом, реже более основным сосюритизированным плагиоклазом, мусковитом, хлоритом, в незначительном количестве калиевым полевым шпатом, гранатом, которые находятся в различных

количественных соотношениях, вплоть до образования существенно мусковитовых, кварцитовидных и других пород. Отдельные прослои обогащены углистым материалом. Исходными породами этих сланцев, по-видимому, явились терригенно-осадочные (песчаники, аргиллиты и др.). Здесь также отмечаются прослои карбонатных пород, более значительные по мощности и более частые, нежели в нижней пачке.

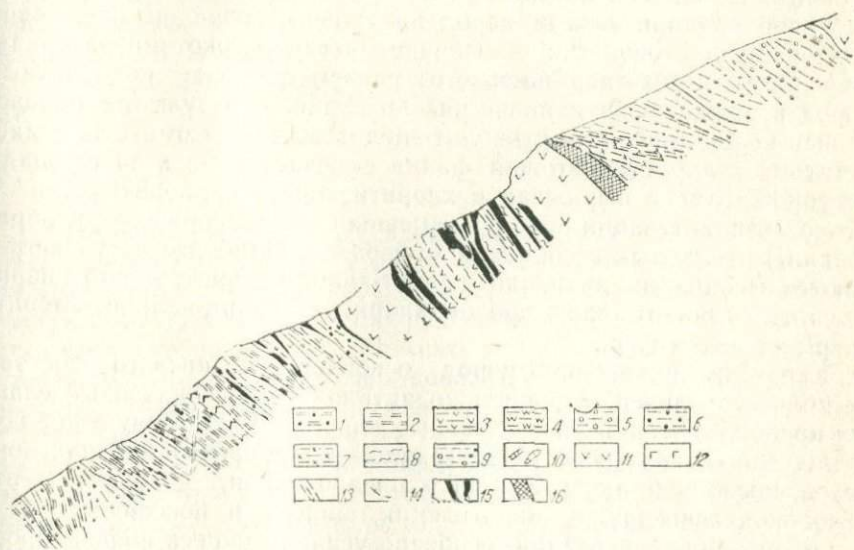


Рис. 27. Схематический геологический разрез месторождения Кульдара.

Нижнепалеозойская метаморфическая толща $E-O_2$: 1 — клиноцит-актинолит-плагноклазовый сланец и эпидот-плагноклазовая порода с порфиробластами граната с прослоями актинолитового сланца, 2 — хлорит-полевошпатовая порода с порфиробластами граната и без них, 3 — интенсивно брекчированная, разлинзованная, хлоритизированная кварц-полевошпатовая порода, 4 — серицитизированная, хлоритизированная, карбонатизированная кварц-полевошпатовая порода с реликтами сферолитовой структуры эффузивных липаритовых порфиров, 5 — мусковит-кварц-плагноклазовый сланец с порфиробластами граната, 6 — серицитизированный, хлоритизированный мусковит-кварц-плагноклазовый сланец с порфиробластами граната и без них, 7 — окварцованный, карбонатизированный, хлоритизированный мусковит-кварц-полевошпатовый сланец с порфиробластами граната с прослоями кварцитовидных пород, 8 — интенсивно хлоритизированный мусковит-кварц-плагноклазовый сланец, 9 — кварц-мусковитовый сланец с порфиробластами граната, 10 — линзы и прослои карбонатных пород, 11 — субвулканический липаритовый порфир (С₁), 12 — диабазовый порфирит, 13 — нарушения, рассланцевание, 14 — надвиг, 15 — медно-колчеданное оруденение, 16 — цинково-колчеданное оруденение.

Контакт между верхней и нижней пачками тектонически нарушен и выражен довольно мощной зоной субсогласных нарушений, межпластовых срывов, разлинзованием, рассланцеванием, брекчированием пород, а также серией субсогласных даек липаритового порфира нижекарбонového возраста. Последние характеризуются аномально высокими содержаниями K_2O и низкими Na_2O ($K_2O : Na_2O = 10 : 1$), что резко отличает их от аналогичных пород Каракумо-Таджикского краевого массива. Они состоят из микрофель-

зитовой криптокристаллической, криптопойкилитовой, местами нечетко сферолитовой кварц-полевошпатовой основной массы и порфирировых выделений калиевого полевого шпата, кварца и редко альбит-олигоклаза.

Повышенная проницаемость контактовой зоны обусловила широкое развитие чаложенных, как на метаморфические породы, так и на седиментогенные руды и дайковые образования гидротермальных изменений, которые отчетливо выражены в среднетемпературной пропилитизации пород на уровне актинолит-эпидотовой и хлорит-эпидотовой фаций. Первая, более высокотемпературная, проявилась в участках широкого распространения карбонатных пород и вблизи субвулканических интрузий. В результате образовались кварц-карбонат-актинолит-эпидотовые метасоматиты с магнетитом. Хлорит-эпидотовая фация отмечается на всей площади месторождения и выражена в хлоритизации, карбонатизации и менее — эпидотизации пород. Совмещение фаций приводит к образованию различных ассоциаций минералов. Наиболее часто встречаются ассоциации: актинолит-эпидот-кварц-кальцит; эпидот-кварц-кальцит; эпидот-кварц-кальцит-хлорит; кварц-кальцит-хлорит; кварц-хлорит и т. п.

Характер изменений пород основного и кислого состава несколько различен. Клиноцоизит-актинолит-плагиоклазовые сланцы преобразуются в эпидот-кварц-хлорит-плагиоклазовую породу. В них наиболее широко развиты процессы хлоритизации плагиоклазов, послышной альбитизации и окварцевания, довольно отчетливо проявлена также эпидотизация, широко и повсеместно развит процесс кальцитизации, особенно усиливающиеся вблизи прослоев карбонатных пород. Порфиробласты граната также изменяются, замещаясь плагиоклазом, хлоритом, кальцитом, эпидотом.

В мусковит-полевошпатово-кварцевых сланцах и других сходных по составу породах проявилась незначительная хлоритизация (обычно в связи с мусковитом и серицитом), эпидотизация (редкие гнезда в плагиоклазе) пиритизация (редкая вкрапленность) и карбонатизация (в виде редких гнезд и пятен). Исключение составляют породы в лежащем боку, дайки липаритового порфира в верхней части разреза, где широко развиты прослои карбонатных пород. Здесь породы сильно кальцитизированы, хлоритизированы и окварцованы вплоть до образования моноклоритовых, кварцевых, кварц-карбонат-хлоритовых, кварц-карбонатных и кварц-хлоритовых метасоматитов.

Для пород, образованных по эффузивным липаритовым порфирам, наиболее характерны окварцевание и хлоритизация. Так, в нижней части разреза эти преобразования привели к формированию кварц-полевошпатовых пород. Хлоритизация особенно отчетливо проявлена в средней части разреза, где породы подвержены наибольшему тектоническому воздействию, брекчированы и

сцементированы хлоритом. Интенсивная хлоритизация приводит к формированию монохлоритовых зон, образованных как за счет кварц-полевошпатовых пород, так и за счет мусковит-кварц-полевошпатовых сланцев, которые вмещают медно-колчеданное и сфалерит-колчеданное оруденение. Карбонатизация развита незначительно в виде гнезд и пятен, главным образом, в нижней части разреза.

Субвулканические липаритовые порфиры наименее подвергнуты пропилитовому изменению, которое выражено в альбитизации и хлоритизации порфировых включений.

Наиболее поздний процесс изменения — окварцевание и серцитизация.

Типы руд

На месторождении Кульдара выделяется три основных типа руд: медно-колчеданные, медные, цинково-колчеданные. Каждый из них занимает вполне определенное место в разрезе, характеризуется приуроченностью к определенному типу пород, своими текстурными особенностями. Помимо этого отмечается галенитовая минерализация в сильно окварцованных кварц-полевошпат-мусковитовых сланцах верхней части разреза.

Медно-колчеданные руды слагают серию линзовидных и пластовых тел среди хлоритовых метасоматитов, развитых по апоэффузивным кварц-полевошпатовым породам между двумя наиболее крупными выходами субвулканических липаритовых порфиров. Руды интенсивно разлинзованы, их облегают рассланцованная хлоритовая порода (рис. 28).

Главными составляющими минералами руд являются халькопирит, образующий прерывистые, невыдержанные по простиранию с раздувами и пережимами прослои, линзочки, которые обтекаются и подчеркиваются хлоритом, и пирит, представленный также линзовидными сильно деформированными агрегатами. В более плотных кварцитовидных породах сульфиды фиксируются в виде прожилков переотложения. Присутствуют также сфалерит, халькозин, ковеллин, редко галенит, борнит, из нерудных — кварц, хлорит; отдельные участки обогащены пирротинном.

Руды характеризуются сланцеватой текстурой и ее разновидностями — плейчатой, сланцевато-пятнистой, реже встречается прожилковая и штокверковая текстуры.

Помимо основных компонентов — меди, свинца, цинка, в рудах определены висмут, серебро, кадмий и золото.

Медные руды представлены вкрапленностью, гнездами и тончайшими прожилками пирита, халькопирита, малахита, сфалерита, галенита, борнита, пирротина, халькозина, ковеллина в хлоритизированных и окварцованных дайках липаритового порфира в местах пересечения ими медно-колчеданных руд. Сульфиды

приурочены к гнездам хлорита, прожилкам и гнездам перекристаллизованного кварца, трещинкам, участкам дробления и т. п.

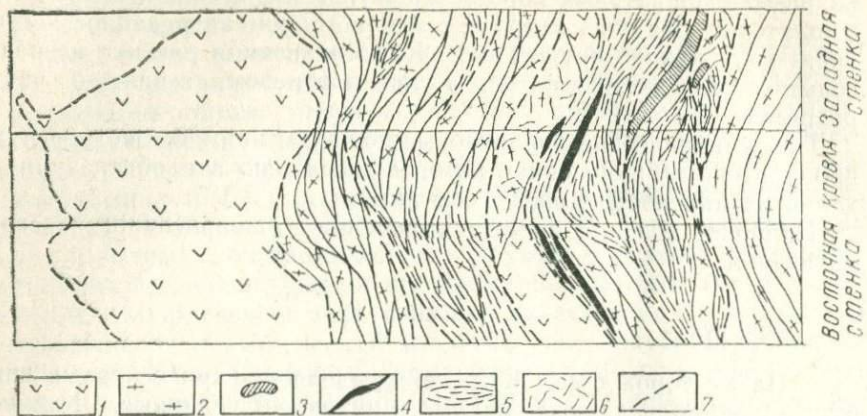


Рис. 28. Строение медно-колчеданного рудного тела месторождения Кульдара. Зарисовка по штольне (развертка).

1 — субвулканический липаритовый порфир, 2 — кварц-полевошпат-хлоритовая порода, 3 — линзы кварца, 4 — полосчатая медно-колчеданная руда, 5 — рассланцевание, 6 — трещиноватость, 7 — нарушения.

Характерно замещение халькопиритом вкрапленников титаномагнетита и пирита. Содержания меди, свинца, цинка в рудах состав-

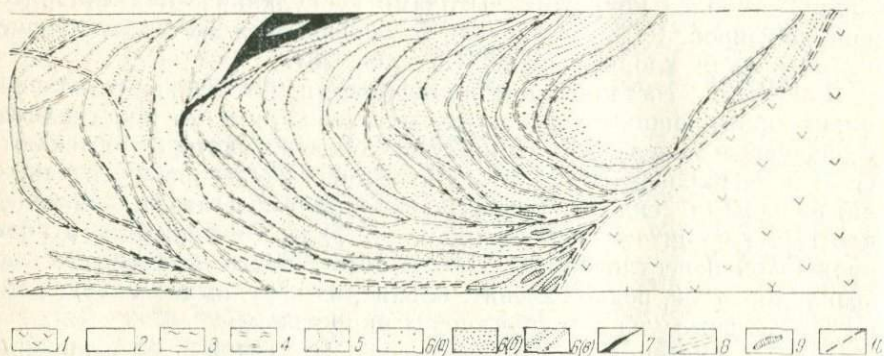


Рис. 29. Строение цинково-колчеданного рудного тела месторождения Кульдара. Зарисовка стенки штольни.

1 — субвулканический липаритовый порфир, 2 — хлорит-кварцевая порода, 3 — кварц-мусковитовый сланец с порфиробластами граната, 4 — окварцованная порода, 5 — колчеданная руда брекчиевой текстуры (обломки окварцованных пород сцементированы карбонатом с пиритом), 6 — колчеданная руда: а — прожилково-вкрапленная, б — густовкрапленная, в — полосчатая, 7 — полосчатая сфалерит-колчеданная руда, 8 — рассланцевание, 9 — линзы кварца, 10 — нарушения.

ляют десятые и сотые доли процента, отмечаются следы висмута, золота, серебра.

Цинково-колчеданные руды развиты наиболее широко. Они образуют протяженное, выдержанное по мощности пластообразное тело в окварцованных, хлоритизированных и карбонатизированных плитчатых кварцитовидных породах, плагиоклаз-кварц-мусковитовых и мусковит-кварцевых сланцах с порфиробластами граната в основании верхней пачки.

В подошве рудной зоны руды имеют существенно колчеданный состав, выше по разрезу с появлением прослоев карбонатных пород существенную роль начинает играть сфалерит. В незначительном количестве встречаются марказит, галенит, халькопирит, пирротин, борнит. Руды, также как и породы, имеют отчетливо плитчатое строение и вместе с ними разлинзованы (рис. 29).

Руды характеризуются линзовидно-полосчатыми текстурами за счет ориентированного расположения сильно деформированных — линзовидных, четковидных агрегатов пирита и полос сфалерита. На них накладываются кварц-карбонат-хлоритовые и эпидот-актинолитовые метасоматиты с магнетитом. Вследствие прорастания руд лучистыми актинолитовыми агрегатами они приобретают своеобразное дендритовидное, перистое строение.

Содержание цинка в рудах достигает 9%, свинец, медь находятся в небольшом количестве (до 0,5%), отмечаются также висмут, золото, серебро.

Минеральный состав и геохимические особенности руд

Некоторые сведения, касающиеся минералогии и геохимии руд месторождения Кульдара, имеются в работах В. М. Бирюкова, Б. Ф. Василевского, С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, В. И. Лазуренко, К. Исхакова, П. В. Панкратьева, Ю. В. Михайловой (Панкратьев, Михайлова, 1971 и др.). Состав руд довольно прост (табл. 24). Из рудных минералов наиболее характерны пирит, сфалерит, халькопирит, магнетит, в подчиненном количестве находятся галенит, пирротин, из нерудных — хлорит, кварц, альбит, кальцит, эпидот, актинолит, серицит, часто присутствуют также лейкоксен, титаномagnetит, рутил, в отдельных прослоях встречается графит.

Особенность руд заключается в их глубоком динамотермальном метаморфизме.

На месторождении довольно значительно развита зона окисления, следствием чего является присутствие в рудах гипергенных минералов — борнита, халькозина, ковеллина, гидроокислов железа, аурихальцита, халькофиллита, хризоколлы, малахита и т. п.

Ниже остановимся на характеристике важнейших минералов.

Пирит — наиболее распространенный минерал почти всех типов руд. В прожилково-вкрапленных медных он образует тонкие ветвистые прожилки, гнезда, вкрапленность кубических и пентагондодекаэдрических зерен, ассоциирует с халькопиритом. В мед-

Минеральный состав руд месторождения Кульдара

Тип руды	Характерные ассоциации минералов	Рудные			Нерудные		
		главные	второстепенные	редкие	главные	второстепенные	редкие
Медно-колчеданный	Пирит, халькопирит, хлорит	Халькопирит, пирит	Сфалерит, борнит, халькозин, пирротин, рутил	Галенит, ковеллин, самородная медь	Хлорит	Кварц, альбит	
Вкрапленный медный	Халькопирит, пирит, хлорит, кварц	Халькопирит, пирит, рутил	Борнит, халькозин, ковеллин	Сфалерит, галенит, пирротин	Хлорит, кварц	Серицит	
Цинково-колчеданный	Пирит, сфалерит, магнетит, актинолит, эпидот	Пирит, сфалерит, магнетит	Халькопирит, гематит	Борнит, халькозин, пирротин, рутил	Хлорит, кальцит, актинолит, эпидот		
Вкрапленная галени- товая минерализация	Галенит, халькопирит, кварц	Галенит	Халькопирит	Пирит	Кварц		Серицит

но-колчеданных рудах пирит разбивается по слоистости породы, образуя слойки и полосы, в тесной ассоциации с халькопиритом участвует в строении сланцеватых, полосчато-сланцеватых, сланцевато-пятнистых и т. п. текстур. В полосчатых цинково-колчеданных рудах слагает как самостоятельные полосы, так и в тесном срастании со сфалеритом и магнетитом.

По морфологическим особенностям, форме проявления, внутреннему строению и взаимоотношениям с другими минералами выделяется пирит двух разновидностей.

Ранний пирит наиболее характерен для цинково- и медно-колчеданных руд. Он представлен сильно деформированными, развальцованными, буднированными агрегатами со сглаженными неровными очертаниями. Отчетливо наблюдаются сдавленность, растрескивание агрегатов и нарушение их сплошности, раскрошенные структуры. Относительно крупные деформированные кристаллы пирита (до 1,5—4 мм) окружены мелкообломочной (0,01—0,1 мм) массой пирита, что также свидетельствует об интенсивном катаклазе. В медно-колчеданных рудах пирит ассоциирует с халькопиритом, в цинково-колчеданных—со сфалеритом и магнетитом. Он замещается халькопиритом, сфалеритом и магнетитом, облекается агрегатами хлорита. В «тенях давления» его зерен и агрегатов развиваются фламбоидальный кварц, крупнопластинчатый хлорит и серицит. Он сечется лучистыми агрегатами актинолита (рис. 30, а).

Пирит более поздний образует густую вкрапленность, гнезда, полосовидные скопления в хлоритовой породе, повторяет плейчатые изгибы хлоритовых чешуек, развивается по их спайности, образует каемки вокруг агрегатов хлорита, мелкокрапленные прорастания в нем, избирательно замещающая отдельные чешуйки; пирит располагается в виде каемок вокруг зерен кварца, обломков кварцевой породы в участках брекчирования. Он проникает по лучистости зерен актинолита в виде несвойственных ему игольчатых агрегатов, сечет лучистые агрегаты актинолита (рис. 30, б). Отлагаясь позже магнетита, этот пирит располагается по периферии его агрегатов, а также в виде псевдопластинчатых образований по октаэдрической спайности магнетита. Агрегаты густовкрапленного пирита развиваются по границам зерен метаморфогенного пирита. И, наконец, тончайшие его прожилки секут сланцеватость породы, агрегаты сфалерита и раннего пирита.

Травление (соляной кислотой с электрическим током) также подтверждает наличие двух разновозрастных пиритов. Ранний имеет тонкозональное строение, катаклазирован, обломки его кристаллов раздвинуты и повернуты (рис. 30, в), причем зоны роста исчезают около секущих пирит трещинок. Наряду с осколочным пиритом отмечаются также признаки пластической деформации, выразившейся в коленчато-плейчатых изгибах тонких зон роста пирита. Иногда среди зонального пирита вытравливается

реликтовое глобулярное и колломорфное строение. Между обломками зерен тонкозонального пирита развивается псевдопластинчатый, более поздний пирит. В нем зональность не обнаруживается.

Из примесей в пирите присутствуют золото, серебро, висмут, селен, теллур, галлий, мышьяк, никель, кобальт; таллий и сурьма не обнаружены (табл. 25).

Халькопирит также главный рудообразующий минерал. Основное его количество сосредоточено в медно-колчеданных рудах,

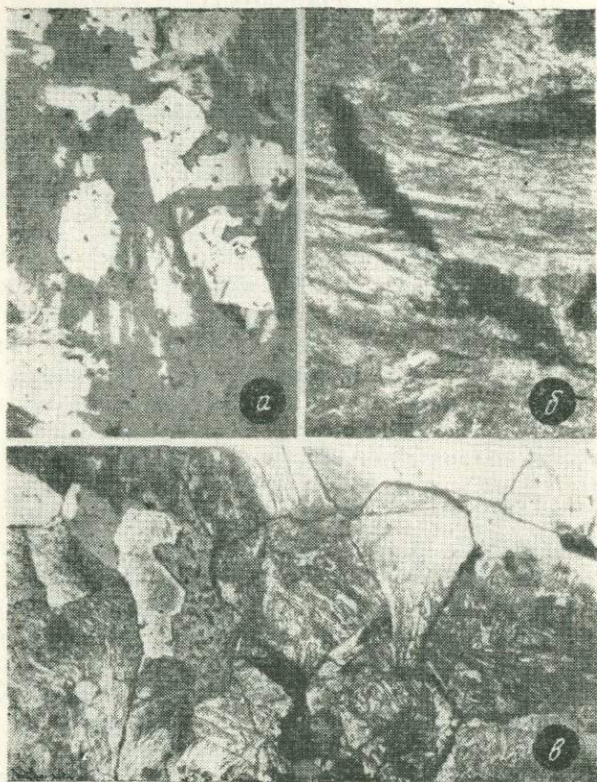


Рис. 30. Пирит. Кульдара.

а — метаморфизованный пирит, сечется пластинчатыми агрегатами актинолита, аншл.; *б* — пирит пересекает лучистые агрегаты актинолита, пр. шл.; *в* — тонкозональное строение раздробленного метаморфизованного пирита, аншл., выявлено травлением.

где он в ассоциации с пиритом слагает невыдержанные линзующиеся, часто плейчато изогнутые слои мощностью до 1—2 см, участвуя в строении полосчато-сланцеватых, сланцевато-пятнистых и т. п. текстур. Халькопирит ассоциирует с пиритом, облегает развальцованные его агрегаты или цементирует его обломки, замещается пластинчатыми агрегатами хлорита и серицита (рис. 31).

В субвулканических липаритовых порфирах вкрапленность халькопирита приурочивается к гнездам и прожилкам серицита, хлорита, перекристаллизованного кварца, порфировым выделениям кварца и полевого шпата. Он ассоциирует с пиритом, лейкоксеном. В цинково-колчеданных рудах халькопирит редок, ассоциирует со сфалеритом, пиритом, развиваясь в нем в виде прожилков цемента.

Повсеместно халькопирит замещается борнитом, халькозином, ковеллином. Химическими анализами в нем устанавливается селен, индий, серебро, висмут и др. (табл. 25).

Сфалерит широко развит в цинково-колчеданных рудах, являясь наряду с пиритом главным минералом. Он тесно ассоциирует с ранним пиритом, в виде агрегатов линзовидной формы, среди линзовидно-полосовидных образований пирита.

Другая, более поздняя разновидность сфалерита вместе с поздним пиритом находится в тесной ассоциации с актинолитом, развивается по лучистости его кристаллов в виде пластинчатых, игольчатых агрегатов.

Сфалерит тесно ассоциирует с магнетитом, корродирует и замещает его зерна.

Повсеместно сфалерит содержит неравномерно распределенную, эмульсионную вкрапленность халькопирита, реже пирротина и борнита. Он замещается гипергенным халькозином, ковеллином, гетитом. Вокруг агрегатов сфалерита развивается крупночешуйчатый серицит, который также сечет агрегаты сфалерита в виде тончайших прожилков.

В медно-колчеданных рудах сфалерит находится в небольшом количестве. В виде гнезд вместе с халькопиритом и пиритом он располагается по сланцеватости руды, замещает пирит.

Галенит — редкий минерал в медно-цинково-колчеданных и прожилково-вкрапленных медных рудах. В виде вкрапленности и гнезд (до 1—2 мм) он развивается в интерстициях зерен нерудных минералов и находится в ассоциации с пиритом и халькопиритом, замещая их.

В окварцованных кварц-полевошпат-мусковитовых сланцах верхней части разреза галенит образует гнезда размером до 1 см.

Своеобразные таблитчатые формы галенита встречены в обломках липаритового порфира среди отложений юры, где он замещает порфировые выделения плагиоклаза, является переотложенным и может служить индикаторной минерализацией.

Из элементов-примесей в галените из окварцованных пород присутствуют селен, серебро, висмут, сурьма (табл. 25). По данным спектрального анализа отмечается до 1% висмута.

Магнетит довольно широко развит наряду со сфалеритом в цинково-колчеданных рудах, но значительные скопления образует в связи с актинолит-эпидотовыми метасоматитами. Вместе со сфалеритом слагает полосы и линзы, облегая агрегаты раннего

пирита, цементируя, корродируя и замещая его. Присутствуют также идиоморфные шестигранные и ромбические зерна магнетита, как правило, корродированные сфалеритом.

В агрегатах магнетита повсеместна довольно равномерная вкрапленность кубических кристаллов позднего пирита, который приурочивается к границам и интерстициям зерен магнетита, развивается по октаэдрической спайности в нем.

Таким образом, магнетит отлагался после раннего глубоко метаморфизованного пирита, который он корродирует, но раньше

Содержание элементов-примесей в минералах месторождения Кульдара

Минерал	Тип руды	Au	Ag	Вl
Пирит	Цинково-колчеданные руды	0—4 2 (3)	0—23 12,5 (4)	30—110 60 (4)
Халькопирит	Медно-колчеданные руды			0—30 (2)
Галенит	Вкрапленная галенитовая минерализация		160 (1)	0—450 (2)

более позднего пирита, который располагается по граням его кристаллов. Образование магнетита может быть связано, с одной стороны, с распадом пирита на магнетит и пирротин при региональном метаморфизме, о чем свидетельствует наличие пирротина в отдельных участках руд, с другой, он может быть результатом проявления ранней стадии пропилитизации, на что указывает его тесная ассоциация с эпидотом и актинолитом.

Пирротин встречается в медно-колчеданных рудах в виде гнезд, состоящих из групп зерен (размером 0,03 мм), между линзовидными агрегатами сильно деформированного раннего пирита. Иногда в центральной части линзовидных агрегатов пирит замещается пирротинном, что свидетельствует о формировании пирротина за счет метаморфизма пирита. Кроме того, пирротин присутствует в виде эмульсионной каплевидной, пластинчатой вкрапленности в халькопирите, реже в виде каплевидных включений в пирите.

Рутил представлен довольно широко. Его образование связано с пропилитовыми изменениями. Обычно он находится в виде мелких кристалликов и сростков в сфене. Кроме того, переотложенный рутил в виде длиннопризматических и тетрагональных кристаллов размером до 1,5—2,5 см распространен в линзах и прожилках молочно-белого кварца, широко развитого в толще пропилитизированных пород (Мурадов, 1964).

Актинолит — один из главных минералов метавулканитов основного состава и пропилитизированных пород.

В клиноцоизит-актинолит-плагиоклазовых сланцах он совместно с клиноцоизитом слагает полосчатые агрегаты, отчетливо выделяющиеся на фоне лейкократового материала. Отдельные прослои почти полностью состоят из актинолита.

В пропилитах актинолит-эпидотовой фации актинолит образует мономинеральные участки, сложенные различно ориентированными игольчатыми агрегатами, обычно находится в ассоциации с эпидотом, накладывается на агрегаты раннего пирита, по спайности и межзерновым пространствам интенсивно замещается хлоритом и

Т а б л и ц а 25

(г/т)

Se	Te	In	As	Sb	Ni	Co	Tl
65—200 122 (3)	0—70 23,8 (4)		600—4500 2366 (3)	0 (2)	90 (1)	34 (1)	0 (5)
20—200 127,3 (3)	0 (2)	50 (1)					
1—6 (2)	0 (2)			800 (1)			

поздними рудными минералами (пирит, сфалерит). Актинолит и эпидот ассоциируют также с кварцем и кальцитом, заполняющими межзерновые пространства, и частично корродирующие их.

Минералы группы эпидота широко развиты на месторождении.

Как породообразующий минерал эпидот-хлорит-полевошпатовых пород нижней части разреза эпидот образует агрегатные скопления зерен, лишенных кристаллографических форм и очертаний. Наряду с этим присутствуют участки тонковолокнистых шестоватых агрегатов клиноцоизита, по которому также развиты комковатые образования землистого эпидота. В клиноцоизит-актинолит-плагиоклазовых сланцах преобладает цоизит. Он находится в тесной пространственной ассоциации с амфиболом, а также образует полосовидные, почти мономинеральные участки.

Эпидот актинолит-эпидотовой фации пропилитовых изменений представлен агрегатами таблитчатых и шестоватых кристаллов, ассоциирует с актинолитом.

Эпидот более поздней хлорит-эпидотовой фации пропилитизации образует секущие прожилки, проникает по спайности в мусковите, замещает порфиробласты граната в ассоциации с кальцитом, хлоритом и др.

Хлорит — наиболее распространенный минерал как вмещающих пород метаморфического комплекса, так и рудных зон, где образует моноклоритовые прослои и линзы мощностью до 0,5 м.

В метавулканитах основного состава и мусковит-полевошпат-кварцевых сланцах нижней части разреза развит слабоокрашенный мелкозернистый хлорит. В виде очень тонкочешуйчатых агрегатов в ассоциации с серицитом, мусковитом, реже карбонатом, эпидотом он образует гнезда и линзовидные участки, ориентированные по сланцеватости породы.

В медно-колчеданных рудах хлорит густоокрашенный зеленый — пеннин. Он развит по широкой сети различно ориентированных трещин в виде прожилков и гнезд в их пересечениях; цементирует раздвинутые обломки брекчированных пород; в зонах сильного расланцевания замещает как порфиновые выделения, так и основную

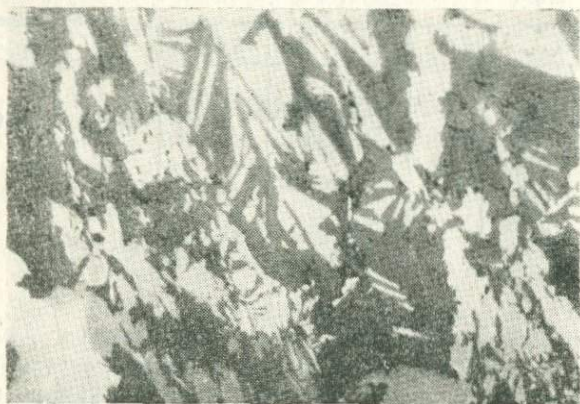


Рис. 31. Крупночешуйчатый серицит (черное) развивается по халькопириту (белое) аншл., Кульдара.

массу породы, образуя линзы мощностью в десятки сантиметров моноклоритовой породы. Хлорит окаймляет линзовидные агрегаты раннего пирита. Более поздний пирит развивается по сланцеватости хлоритовых агрегатов, в виде каемок вокруг сферолитовых агрегатов и т. д.

В участках окварцевания, гнездах и прожилках молочно-белого кварца развит крупночешуйчатый магнезиально-железистый хлорит.

С переотложением и укрупнением хлорита связано проявление листоватых, пластинчатых его агрегатов в тенях давления пирита обычно в ассоциации с фламбоидальным кварцем и крупночешуйчатым серицитом.

Серицит распространен менее широко по сравнению с хлоритом. В породах метаморфической толщи он развивается по порообразующим минералам (плагиоклазу, амфиболу и др.). Для рудной зоны характерна ассоциация серицита с хлоритом и кварцем. Отмечаются также оторочки серицита около сульфидных прожилков и прожилки, пересекающие сульфиды.

Кварц развит на месторождении очень широко как породообразующий, так и новообразованный при региональном и околорудном метаморфизме.

Молочно-белый кварц, образованный в результате перераспределения вещества при метаморфизме пород, слагает согласные линзовидные и прожилковидные образования мощностью до 30—50 см и протяженностью до 3—5 м, а также секущие прожилки.

В нижней части разреза повсеместно развит процесс послыйного окварцевания и альбитизации; в верхней — окварцевания и мусковитизации.

Околорудное окварцевание выражено в замещении и цементировании кварцем брекчированных метавулканитов кислого состава, образовании гнезд и прожилков кварца, секущих субвулканические липаритовые порфиры и т. п.

Наиболее поздним образованием в локальных участках пород является фламбоидальный кварц, развитый вокруг гнезд и зерен рудных минералов, ассоциирующий с крупнопластинчатыми переотложенными хлоритом и серицитом.

Геохимические особенности руд месторождения Кульдара отчетливо проявляются при рассмотрении различных типов руд (табл. 25).

Медно-колчеданные руды характеризуются незначительными примесями свинца и цинка. Халькопирит из этих руд содержит примеси висмута, селена, индия, серебра.

Цинково-колчеданные руды в участках, обогащенных сфалеритом, содержат в качестве примеси свинец, медь. В связи со сфалеритом в рудах присутствует кадмий. Пириты из этих руд характеризуются относительно высокими содержаниями мышьяка (до 4500 г/т), селена (до 200 г/т) и висмута (до 110 г/т) при полном отсутствии таллия, сурьмы. Это связано, по-видимому, с тем, что на руды сильно действовал высокотемпературный метаморфизм.

Особенности формирования руд

Расшифровка генезиса месторождения Кульдара представляет определенные трудности, что прежде всего обусловлено интенсивным проявлением регионального метаморфизма рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи ($\epsilon - O_2$), спецификой нижнекарбоновой вулканической деятельности, сопровождавшейся тектоническими и гидротермально-метасоматическими преобразованиями ранее метаморфизованных пород и интенсивным динамотермальным метаморфизмом самих руд.

Интенсивный региональный и гидротермальный метаморфизм обусловил глубокое преобразование рудовмещающей толщи, сопровождавшийся перераспределением многих компонентов, в частности, титана, ванадия, меди, золота и других геохимически близких элементов, что выражается в выносе этих компонентов из

одних участков и обогащении других в виде минеральных новообразований.

Одной из особенностей рудовмещающей толщи месторождения является повсеместная зараженность пород титановой минерализацией, на примере которой отчетливо виден процесс перераспределения вещества. Концентрация титана в метаморфических породах разреза колеблется от 0,06—0,08 до 0,8%, составляя в основной массе 0,1—0,6%. Титановая минерализация представлена лейкоксеном, сфеном, рутилом и титаномагнетитом. Она фиксируется как в метаморфизованных осадочных породах (мусковит-кварц-полевошпатовых сланцах с порфиробластами граната), так и в эффузивах основного состава, превращенных в клиноцонзит-актинолит-плагноклазовые, эпидот-хлорит-полевошпатовые и другие породы.

В мусковит-кварц-полевошпатовых сланцах присутствуют мелкие амёбовидные лейкоксеновые зерна и их скопления, расположенные нередко вблизи углисто-графитистых выделений. По морфологическим особенностям и наблюдаемым взаимоотношениям с рутилом и сфеном, а также ассоциации с графитом этот лейкоксен вероятнее всего является первичным минералом, который мог образоваться путем непосредственного стяжения двуокиси титана из вмещающей литофицированной и впоследствии метаморфизованной осадочной массы, как это отмечают О. С. Кочетков и Л. П. Павлов (1967) для кембро-рифейских осадочно-метаморфизованных пород Тиманского региона. Минералогические исследования показывают, что преобразование лейкоксена в дальнейшем идет по схеме: лейкоксен — сфен — рутил — лейкоксен.

В метаморфизованных эффузивных породах основного состава схема преобразования титановой минерализации отличается отсутствием раннего лейкоксена и имеет вид: сфен—рутил—лейкоксен. Широкое проявление рутила (рутилизация) связано с наложенной пропилизацией, что характерно для этого процесса. Образование относительно крупных (до 3—5 см) гнезд рутила в тесной ассоциации с хлоритом и карбонатом среди линз молочно-белого кварца свидетельствует о том, что они завершают процесс пропилизации.

Обращаясь к одному из главных рудных компонентов месторождения — меди, можно отметить, что для метаморфической толщи Южного Узбекистана в полосе Дандончокан-Кульдара вообще характерна повышенная меденосность. На месторождении Кульдара содержание меди (0,01—0,06%) в породах также превышает кларки этих пород.

Примечательно, что помимо медно-колчеданных руд скопления меди сосредоточены также вдоль контактов нижнекарбонатовых субвулканических даек липаритового порфира. Сами дайки также содержат прожилково-вкрапленную медную минерализацию. Как показали экспериментальные исследования, проведенные А. Н. Ду-

даревым, В. И. Сотниковым (1971), под влиянием локального источника тепла рудные компоненты могут перераспределяться. Месторождение Кульдара неоднократно подвергалось термическим воздействиям. Наиболее интенсивным источником тепла здесь были дайки липаритового порфира, под воздействием которых вероятнее всего и происходила миграция меди из вмещающих пород и медно-колчеданных руд.

Другая особенность месторождения — телескопирование ранней цинково-колчеданной минерализации, связанной с формированием кембро-среднеордовикской вулканогенно-осадочной толщи, и более поздних сульфидных руд, являющихся результатом переотложения и, возможно, частичного привноса в связи с нижекарбонным вулканизмом.

В целом схема формирования месторождения выглядит так.

В первый этап в связи с кембро-среднеордовикским вулканизмом формировалось цинково-колчеданное и медно-колчеданное оруденение.

Во второй этап в результате регионального метаморфизма рудовмещающая толща изменялась на уровне фации зеленых сланцев и низкотемпературных ступеней эпидот-амфиболитовой фации. В этот период цинково- и медно-колчеданные руды были затронуты процессами метаморфизма, в результате чего приобрели линзовидное, гнейсовидное, четковидное строение. Пириты, слагающие полосчатые руды, сильно катаклазированы. Присутствие магнетита и пирротина в цинково-колчеданных рудах также может быть связано с распадом пирита при региональном метаморфизме.

В третьем этапе, в нижнем карбоне, интенсивные тектоно-магматические процессы обусловили внедрение многочисленных субвулканических интрузий кислого состава вдоль протяженных широтных разрывных структур с последующей активной поствулканической деятельностью, с которой также было связано гидротермальное преобразование вмещающих пород и руд.

С контактово-термальным воздействием субвулканических даек липаритового порфира на вмещающие породы и медно-колчеданные руды связано перераспределение меди и образование вкрапленной медной руды в зальбандах этих даек. При формировании медных руд здесь большую роль играли пирит и титано-магнетит, широко распространенные в дайках, вмещающих породах, и служившие источником железа для халькопирита.

Гидротермальное изменение вмещающих пород выразилось в проявлении кварц-альбитовой, актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой фаций пропилитовой формации. С актинолит-эпидотовой фацией связано, по-видимому, и образование магнетита, наряду с образованием его при региональном метаморфизме. Отчетливо наблюдается наложение актинолита на метаморфизованные колчеданно-сфалеритовые руды, пересечение кристаллами актинолита

агрегатов пирита; наложение хлорита на медно-колчеданные руды, о чем свидетельствует облегание линзочек халькопирита хлоритовыми агрегатами и т. п.

В этот этап происходило переотложение пирита предыдущих этапов и, возможно, частичный привнос его извне. Об этом свидетельствуют факты пересечения актинолитовых игольчатых образований пиритовыми агрегатами, развития пирита по кристаллографическим направлениям и границам зерен магнетита, между разобщенными обломками зонального метаморфогенного пирита и другие.

Отложение халькопирита, сфалерита, галенита отделено от пирита тектоническими подвижками и его дроблением, на что указывает цементирование пирита этими минералами.

Взаимоотношение метасоматических сульфидных руд с околорудными метасоматитами показывает, что они локализируются среди гидротермально-измененных пород, особенно интенсивно подверженных хлоритизации. Возрастное взаимоотношение хлоритов и серицитов с сульфидами таково. Сульфиды третьего этапа развиваются по спайности пластинчатых агрегатов хлорита, замещают его; серицит сопровождает оруденение, образуя каемки и оторочки вокруг прожилков и гнезд рудных минералов.

Таким образом, в третий этап окончательно сформировались и приобрели современный облик медно- и цинково-колчеданные руды Кульдаринского месторождения.

Для выяснения температур формирования руд проанализированы методом декрепитации кварцы из рудных зон и из линз и прожилков в сланцах различных участков рудовмещающей толщи. Результаты исследования показали, что температуры растрескивания находятся в пределах от 215—330—400—500° при максимуме растрескивания 325—485°. Принимая начало растрескивания за температуру образования, можно полагать, что кварц образовался при 215—330°. Обращает на себя внимание резкое различие в количестве импульсов растрескивания кварцев — в рудной зоне оно достигает 4040, вне ее оно более чем в 10 раз меньше, что отражает высокую гидротермальную активность в рудной зоне.

Заключительный этап формирования месторождения — гипергенный, в результате которого образована отчетливо выраженная на поверхности и проникающая на значительную глубину по тектоническим трещинам зона окисления, выраженная лимонитезированными рудами и рыхлыми, пористыми лимонитами. В окисленных рудах происходит вынос цинка и в связи с ним кадмия и обогащение отдельных участков золотом и серебром по сравнению с гипогенными рудами вследствие большой сорбционной способности лимонита.

Глава V.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема формирования стратиформных месторождений в настоящее время — одна из наиболее актуальных вследствие сложности процессов рудообразования, включающих этапы сингенетического рудоотложения, диагенетических, эпигенетических преобразований руд (переотложение, перекристаллизация, контактовый метаморфизм, динамометаморфизм и гидротермально-метасоматические процессы).

В рудах барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой рудной формации, представленной месторождением Уччулач, широко развиты седиментационные брекчиевые текстуры руд, осложненные тектоническими процессами. Слоистые текстуры в основном реликтовые. Очень характерны текстуры оторочек, кокардовые, являющиеся результатом переотложения в полостях приоткрывания; процессы динамометаморфизма проявлены слабо. Ярко выражены колломорфные и глобулярные структуры, свидетельствующие о формировании руд из гелевых масс.

В месторождениях колчеданно-полиметаллической формации Юго-Западного Гиссара ранние седиментогенные процессы зафиксированы в текстурах рудокластов (Южный Карасан, Северная Чернова). Слоистые текстуры здесь почти не сохранились, вследствие сильного динамометаморфизма руд они преобразованы в сланцеватые и полосчатые (Хандиза). Широко развиты текстуры гидротермально-метасоматического отложения (Хандиза и др.).

В рудах халькопирит-сфалерит-колчеданной рудной формации (Кульдара), подвергшихся глубокому динамотермальному преобразованию, развиты преимущественно метаморфогенно-полосчатые текстуры и отчетливо проявлено наложение на них ассоциаций, связанных с внедрением нижнекарбонových субвулканических даек липаритового порфира.

Таким образом, среди многообразия текстур могут быть выделены различные генетические группы со своими разновидностями (табл. 26).

Морфогенетические типы текстур руд стратиформных месторождений Узбекистана

Генетический тип текстур	Группа текстур	Разновидности текстур			Объекты проявления
		Барит-пирит-марказит-галенит-сфалеритовая формация	колчеданно-полиметаллическая формация	Халькопирит-сфалерит-колчеданная формация	
Седиментационно-диагнетические	Слоистые	Ритмичнослоистые, горизонтально-слоистые, волнисто-слоистые, неравномерно слоистые, ритмически полосчатые	Ритмичнослоистые, линзовидно-слоистые		Учкулачское, Чакчарское (Южный Карасан), Хандизинское (Хандиза, Чинарсай, Чорнова) рудные поля
	Массивные, пятнистые	Массивные, вкрапленно-пятнистые, колломорфно-почковидные	Массивные колломорфно-почковидные		Учкулачское, Чакчарское (Южный Карасан), Хандизинское (Чорнова) рудные поля
	Седиментационные брекчии	Крупноглыбовые брекчиевые, среднеобломочные брекчиевые с сульфидным, карбонатным, баритовым, смешанным цементом	Средне-мелкообломочные брекчиевые сортированные и несортированные с сульфидным, карбонатным, смешанным цементом		Учкулачское, Чакчарское (Ю. Карасан, Тортмоглы), Хандизинское (Чорнова) рудные поля
	Замещения	Прожилковые, прожилково-ветвистые	Прожилковые, прожилково-вкрапленные, прожилково-пятнистые; брекчиевые, псевдобрекчиевые, псевдобрекчиевидные, брекчиевидно-петельчатые, вкрапленно-пятнистые, густовкрапленные, пятнистые, массивно-миндалевид-		Учкулачское, Хандизинское, Сулукульское рудные поля
Гидротермально-метасоматические и выполнения					

Генетический тип текстур	Группы текстур	Разновидности текстур			Объекты проявления
		Барит-пирит-марказит-галенит-сфалеритовая формация	Колчеданно-полиметаллическая формация	Халькопирит-сфалерит-колчеданная формация	
Регенерации	Выполнения	Прожилковые, цементации	Прожилковые, цементации, жеоды	Халькопирит-сфалерит-колчеданная формация	Учкулачское, Хандизинское, Чакчарское рудные поля Учкулачское, Хандизинское рудные поля
	Переотложения	Оторочки, прожилковые, брекчиевые, кардовые, петельчатые, линзовидно-петельчатые, фестончатые	Оторочки, прожилковые		
	Динамометаморфизма	Оторочки перекристаллизации, катакластические	Массивные, массивно-пятнистые, наложенно-полосчатые, порфиоровые, линзовидно-полосчатые, струйчатые	Сланцевато-пятнистые, массивно-сланцеватые, полосчатые, полосчато-сланцеватые, полосчато-четковидные, массивно-пятнистые, брекчиевые	
Послерудного метаморфического переотложения	Контактового метаморфизма			Вкрапленные, прожилково-вкрапленные	Кульдара
	Переотложения	Прожилки, рудные брекчи с баритовым, доломитовым, кальцитовым цементом	Прожилки, рудные брекчи с кварцевым цементом		Учкулачское, Хандизинское, Чакчарское Сулукуйское рудные поля

Седиментационно-диагенетические текстуры руд характерны для всех стратиформных месторождений Узбекистана. Наиболее ярко они проявлены в барит-пирит(марказит)-галенит-сфалеритовой (Учкулач) и колчеданно-полиметаллической (Хандиза, Чакчарское рудное поле) рудных формациях. В метаморфических рудах халькопирит-сфалерит-колчеданного месторождения Кульдара они практически не сохранились.

Седиментационно-диагенетические текстуры представлены в основном слоистыми, массивными и пятнистыми, седиментационно-брекчиевыми, вкрапленными разновидностями.

Слоистые текстуры руд развиты ограниченно вследствие проявившихся наложенных тектонических процессов. На мес-

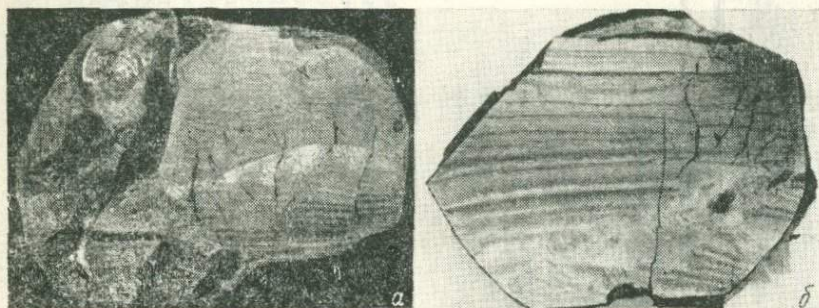


Рис. 32. Ритмически тонкослоистая руда из аргиллита устькуруксайской свиты.

а — галенит-сфалерит-пиритовая, белое — галенит, пл. шт., *б* — пиритовая с участками перекристаллизации вдоль трещин (в нижней части рисунка), пл. шт. Учкулач, уч. Дальний.

торожении Учкулач они отмечаются главным образом на флангах рудных залежей (первая на участке Дальнем, колчеданная на Центральном) и особенно широко в надрудной толще — породах устькуруксайской свиты.

В колчеданно-полиметаллических месторождениях слоистые текстуры развиты в слабо метаморфизованных рудах Чакчарского рудного поля (Южный Карасан, Торт-Моглы) и на верхнем рудосном уровне Хандизинского рудного поля (Северная Чорнова).

Слоистые руды представлены равномерно-, неравномерно и ритмически слоистыми текстурами. Текстурированный рисунок обусловлен различными по составу слоями, различной насыщенностью их сульфидными компонентами, неодинаковой сортировкой сульфидного и нерудного материала и т. п.

На месторождении Учкулач (участок Дальний) в отложениях устькуруксайской свиты широко развиты пиритовые и пирит-сфалеритовые руды ритмически слоистого строения за счет чередования слоев, в различной степени насыщенных тонкоглобуляр-

ным пиритом и слойков светло-желтого тонковкрапленного сфалерита (рис. 32). Слойки мощностью от долей мм до 2—3 мм, границы их резкие, без признаков гидротермальных изменений, или нечеткие при постепенном насыщении осадочного материала сульфидными компонентами. Часто в этих рудах присутствует галенит, обычно в виде крупнозернистых агрегатов по секущим трещинам.

Среди барит-галенит-сфалеритовых руд (участок Центральный) отмечаются ритмически полосчатые текстуры отложения барита и сульфидных минералов. Имеют место также послейные образования тонкоигольчатого барита в доломитах, богатых глинистой составляющей.

В темно-серых глинистых доломитах доломито-известняковой толщи верхнеучулачской подсвиты ритмически слоистые существенно сфалеритовые руды характеризуются чередованием слойков с волнистой поверхностью напластования, в различной степени насыщенных тончайшей (соты—тысячные доли мм) интерстициальной вкрапленностью бурого сфалерита (рис. 33).

В колчеданной залежи участка Центрального встречаются реликты и седиментогенные обломки ритмически слоистых пирит-сфалеритовых руд с градационной сортировкой в пределах ритма (рис. 34, а).

Литификация рудных илов сопровождалась их уплотнением и диагенетическими изменениями. Раскристаллизация и перераспределение рудного вещества в процессе диагенеза определили современный облик руд. Так, в пределах отдельных слоев трещины усыхания заполнены сульфидами, чаще всего галенитом, реже сфалеритом.

На глубоких горизонтах второй рудной залежи участка Дальнего в барит-галенит-сфалеритовых рудах сохранились реликты линзовидно-слоистых руд с ориентированным расположением линзовидных агрегатов барита и послейной вкрапленностью сульфидов (рис. 34, б). Встречаются также реликты ритмически полосчатых руд барит-сульфидного или баритового состава в доломитах, богатых глинистой примесью, аргиллитах (рис. 35).

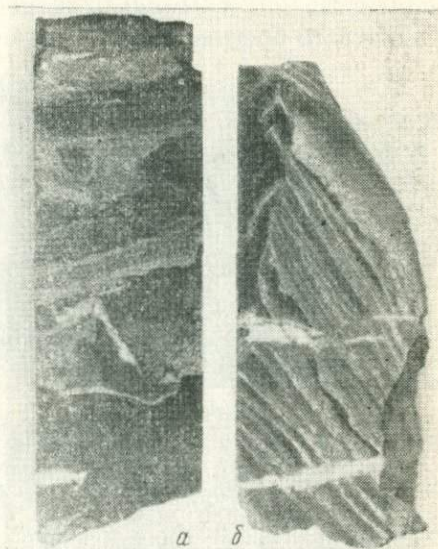


Рис. 33. Ритмически слоистая сфалеритовая руда в доломите верхнеучулачской подсвиты.

а — слойки изогнуты под обломками пород, смещены по трещинкам, пл. шт.; б — по секущим трещинкам развит кальцит, пл. шт., Уччулач, уч. Центральный.

В месторождениях колчеданно-полиметаллической формации, в частности на месторождении Хандиза, среди колчеданно-полиметаллических массивно-полосчатых руд Главной рудной залежи имеются реликтовые участки линзовидно-слоистого и полосовидно-слоистого строения (рис. 36, а, б).

Существенно полиметаллические руды также имеют реликтовое слоистое строение, осложненное рассланцеванием, развальцеванием и тонким дроблением, в результате чего руды приобретают сланцевато-брекчиевидное и сланцевато-петельчатое строение.



Рис. 34. Ритмически слоистая пиритовая руда из колчеданной рудной залежи. слойки темно-серого доломита чередуются со слойками пирита (белое), пл. шт., Учкулач, уч. Центральный (а); линзовидно-слоистая барит-галенит-сфалеритовая руда из второй рудной залежи, линзовидные обособления барита (светло-серое) среди тонкослоистого сфалерита, слоистость подчеркивается тонкими прожилками галенита (белое), пл шт., Учкулач, уч Дальний (б).

Сохраняются элементы слоистости и в существенно колчеданных рудах, подвергшихся динамометаморфизму (рис. 37).

На участках Чинарсай и Северная Чорнова колчеданные руды имеют линзовидно-слоистое строение за счет чередования линзующихся слойков кремнистых пород и пирита (рис. 36, в, г, 38). Слойки пирита сложены кристаллически зернистыми образованиями и колломорфно-почковидными агрегатами с признаками диагенетических и эпигенетических преобразований.

На участке Южный Карасан Чакчарского рудного поля в доломитистых известняках, подстилающих рудокласты, руды также имеют слоистую текстуру, обусловленную сменой слоев (мощностью 0,5—3 см) пиритового, пирит-халькопиритового и сфалеритового состава.

Массивные и пятнистые руды составляют значительную часть первой залежи участка Дальнего и колчеданной участка Центрального (рис. 39). Они представлены сплошными сульфидными массами или пятнистыми скоплениями, которые сложены полиминеральными колломорфными образованиями пирита, марказита, галенита, сфалерита, почковидными марказит-пиритовыми

агрегатами. Сульфиды несут многочисленные признаки диагенетических преобразований — раскристаллизация тонкодисперсных масс, полиэдрическое строение глобулей пирита, наличие трещин синерезиса в почках пирита, перекристаллизация их и образование резко тонкозональных агрегатов, рост друзочек ограненных кристаллов пирита в пустотах и т. п.

Седиментационные брекчиевые текстуры руд более всего проявлены на месторождении Уччулач, незначительное развитие имеют в Чакчарском рудном поле и на участке Чорнова Хандзинского рудного поля.

Формирование руд в относительно неглубоком морском бассейне в сейсмически активной зоне Уччулачского рудного поля привело к широкому развитию довольно мощных выдержанных горизонтов седиментационных рудных и безрудных брекчий различного типа: обвально-оползневых, обрушения рифовых построек и т. п.

Седиментационная брекчиевая текстура — одна из характерных для колчеданно-сфалерит-галенитовых руд в известняках первой рудной залежи участка Дальнего. Обломки известняка со сглаженными очертаниями, нередко линзовидные, размером до 10—20 см сцементированы глинисто-сульфидным цементом (рис. 40). Наряду с известняком в отдельных прослоях в обломках присутствует аргиллит. Сульфиды в цементе представлены тонкозернистым и тонкоглобулярным пиритом и тончайшей (сотые-десятые доли миллиметра), близкой к изометричной, вкрапленностью светло-желтого сфалерита; они образуют скопления, ориентированные по слоистости цемента, который облекает обломки пород. На фоне тонковкрапленного пирита и сфалерита выделяются относительно крупные (до 2—3 см) гнезда галенита, сложенные линзовидными агрегатами размером 0,5—0,7 см, также ориентированными по слоистости цемента.

Широко развиты текстуры седиментационных брекчий в рудах колчеданной залежи и незначительно — в барит-галенит-сфалерит-

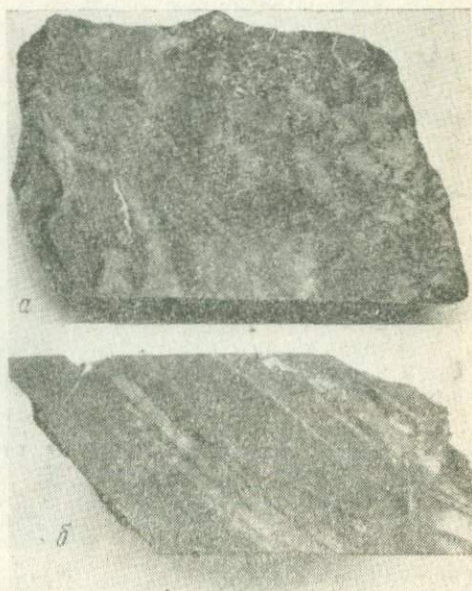


Рис. 35. Брекчиевая баритовая руда с реликтами ритмически полосчатого строения, пл. шт. (а); слои барита пластинчатого строения в аргиллите, пл. шт. (б), Уччулач, уч. Центральный.

товых рудах участка Центрального. Обломки представлены преимущественно доломитами различного цвета, редко известняком.



Рис. 36. Седиментационно-диагенетические текстуры.

а — линзовидные скопления тонкозернистого пирита в кремнистой породе, пл. шт. (Хандиза); *б* — слоистая колчеданно-полиметаллическая руда, пл. шт. (Хандиза); *в* — линзовидно-слоистая колчеданная руда, пл. шт. (Чинарсай); *г* — фрагмент линзы туфо-кремнистой породы с прилегающим слоем густовкрапленной пиритовой руды (белое), пл. шт. (Чинарсай).

Очертания их остроугольные и сглаженные, размеры от нескольких миллиметров до десятка сантиметров.

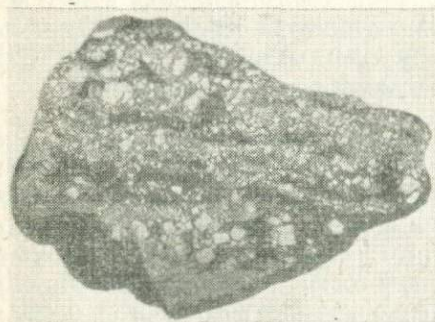


Рис. 37. Медно-колчеданная руда со следами слоистости, пл. шт., Хандиза.

Цемент сложен темно-серым до черного битуминозным доломитом с сульфидами, которые образуют более или менее густую вкрапленность, гнезда или слоистые агрегаты. В рудах колчеданной залежи цемент представлен чаще всего почковидным пиритом нередко массивного сложения, иногда органогенной структуры, или слойками пирита с примесью галенита, сфалерита, халькопирита. Пирит несет следы диагенетических изменений. Нередко слабо литифицированные слойки нарушены, смешаны и растащены, вдоль обломков образованы тонкие каемки

перетолженного пирита и т. п. (рис. 41, б). В барит-галенит-сфалеритовых рудах цемент имеет тонкослоистое строение, слоистость облегает обломки и обусловлена чередующимися тонковкрапленным галенитом и сфалеритом скрытокристаллического строения (рис. 41, а).

Встречаются также седиментационные брекчии с рудными обломками (рудокласты), представленными доломитом с тонкой вкрапленностью глобулярного пирита или сфалерита, тонкослоистой пиритовой, сфалерит-пиритовой рудой и т. п. (рис. 42).

Вокруг рудных обломков часто развиты каемки перетолженных сульфидов. Состав их соответствует составу обломков, строение более крупнозернистое (рис. 43).

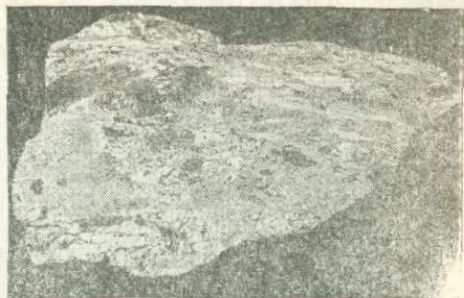
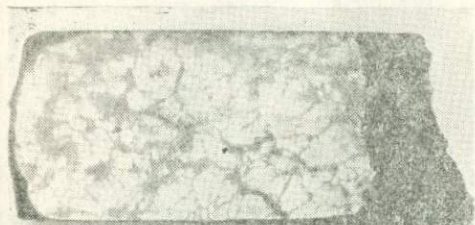
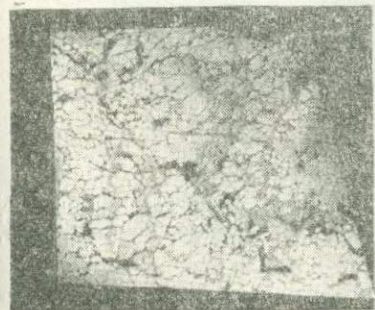


Рис. 38. Линзовидно-слоистая колчеданная руда с участками перекристаллизации, пл. шт., Чернозв.



а



б

Рис. 39. Сплошная колчеданная руда, Уч-кулач, уч. Дальний.

а — почковидного строения с галенитом, сфалеритом (срое), пл. шт.; б — почковидного строения, пл. шт.

ритового порфира, сульфиды образуют тончайшую вкрапленность в доломитовом цементе (рис. 44).

На колчеданно-полиметаллическом месторождении Южный Карасан Чакчарского рудного поля в доломитистых известняках

В седиментационных брекчиях, как более пористых средах, руды претерпевают своеобразные изменения при диагенетических и эпигенетических процессах. Текстуры в них обычно не сохраняются в первоначальном виде и, как правило, бывают осложнены брекчированием и развитием карбонатного, баритового цемента, каемок перетолжения и т. п., и поэтому порой трудно диагностируются. Из-за этого предыдущие исследователи относили их к текстурам деформаций.

В барит-галенит-сфалеритовых рудах среди гравелитов, представленных обломками угловатых и сглаженных очертаний кремнистых пород, фельзита, липа-

также имеются рудокласты или рудные конглобрекции. Они характеризуются овальными, реже угловатыми обломками размером от долей до десятков сантиметров пород (доломит, известняк, шлаки андезито-базальтового состава) и руд сфалеритового, пирит-сфалеритового, пиритового состава колломорфного, кристаллически зернистого строения (рис. 45). Цемент представлен мелкообло-

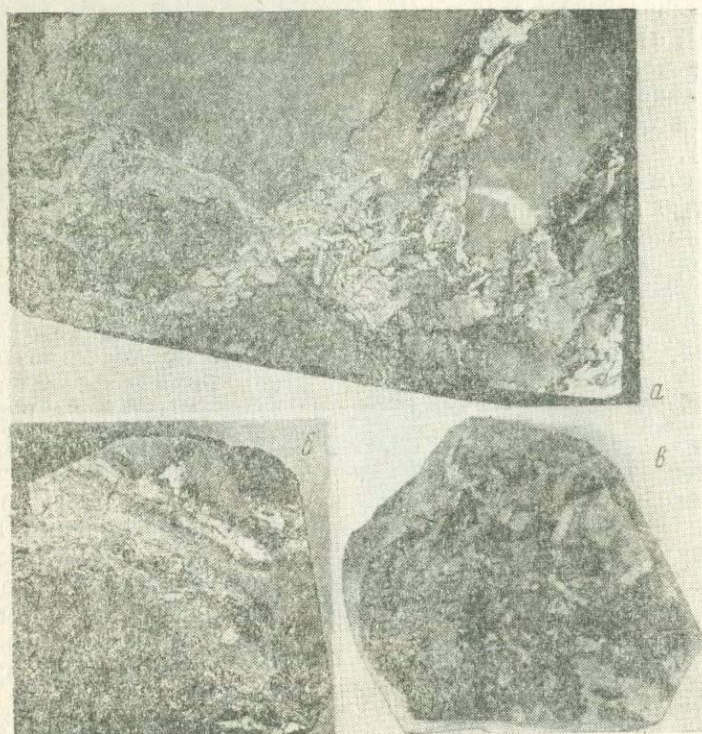


Рис. 40. Седиментационная брекчия, Учкулач, уч. Дальний.

а — обломки известняка, цементируются пирит-галенит-сфалеритовой рудой, пл. шт.;
б — обломки известняка, цементируются слабо раскристаллизованным пиритом, пл. шт.;
в — брекчия с обломками известняка, аргиллита, в цементе — известняк, халцедон, пирит, пл. шт.

мочным доломитом с вкрапленностью пирита кристаллически зернистого строения. Преобразования сульфидов в обломках (перекристаллизация и др.), а также широкое развитие более поздних прожилков карбоната с переотложенными сульфидами крупнокристаллического строения свидетельствует о послерудном динамометаморфизме руд.

На участке Торт-Моглы Чакчарского рудного поля седиментационная брекчия доломита имеет относительно мелкообломочное строение (несколько сантиметров). Обломки угловатые и со

сглаженными очертаниями. В цементе тонкообломочный доломит с тончайшей ориентированной вкрапленностью галенита, слойки которого огибают обломки породы, сохраняя общую направленность слоистости (рис. 46).

На участке Чорнова Хандизинского рудного поля в всячем боку рудной залежи отмечаются гравелиты с хорошо отсортированными гальками размером менее 1 см, среди которых наряду с кварцевыми встречаются сфалеритовые и пиритовые обломки; цемент насыщен вкрапленностью пирита. В основании горизонта гравелиты переходят в конгломераты, среди которых также встречаются окатанные гальки размером до 20—30 см кремнистых, кварц-гематитовых, серицит-кварцевых пород с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, а также тонкослоистой галенит-сфалеритовой руды.

ТЕКСТУРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО - МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ВЫПОЛНЕНИЯ

Формирование текстур гидротермального отложения руд тесно связано с метасоматическими процессами в породах различного состава, строения, в различной степени тектонически нарушенных, что обуславливает различный рисунок срастания сульфидов. Эти текстуры характерны в основном для руд месторождений колчеданно-полиметаллической формации.

Текстуры замещения мало характерны для месторождения Учкулач, где их формирование связано с процессами диагенеза и регенерации руд. Здесь развиты только прожилковые, прожилково-ветвистые метасоматические руды (рис. 47).

Наиболее широко текстуры замещения представлены в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений в меж- и внутрiformационных зонах дробления, рассланцевания, участках трещиноватости пород и тесно ассоциируют с околорудными метасоматитами. Наиболее развиты эти текстуры в рудах среди липари-



Рис. 41. Седиментационная брекчия, Учкулач, уч. Центральн.

а — обломки доломита цементируются слоистым тонкозернистым агрегатом галенита, сфалерита, пл. шт.; б — обломки доломита со слоистым пиритовым цементом, слойки пирита нарушены, по границе обломка породы — каемка преотложенного пирита, пл. шт.

товых порфиров месторождения Сулукуль, андезитовых порфиров Чакчарского рудного поля, участка Майдансай Хандизинского

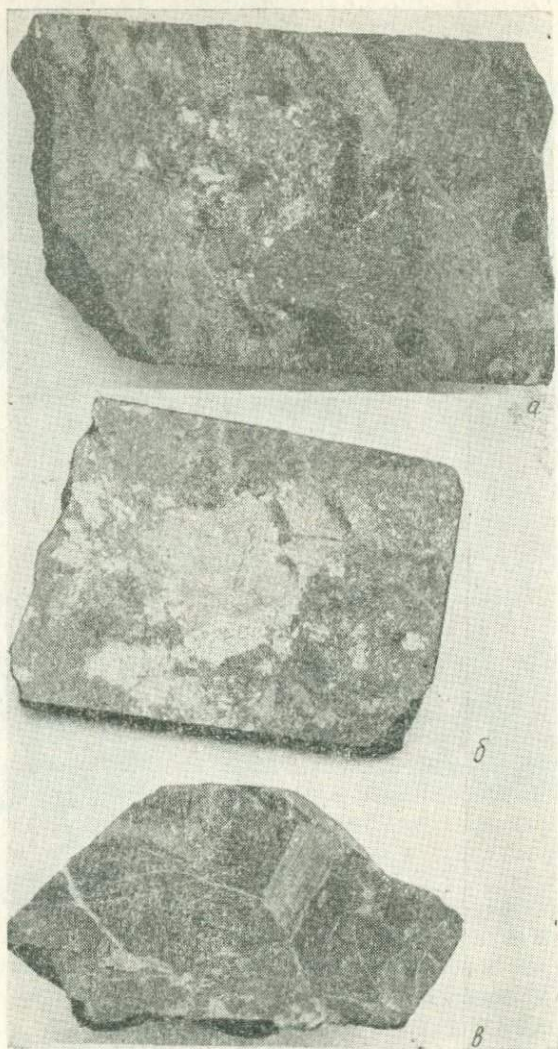


Рис. 42. Седиментационная рудная брекчия, Уччулач, уч. Центральный.

а — обломок сфалерит-пиритовой руды сланцеватого строения, пл. шт.; *б* — обломки галенит-сфалеритовой руды (белое, светло-серое), пл. шт.; *в* — обломок ритмически тонкослойной пиритовой руды, пл. шт.

рудного поля. Особенностью метасоматических руд Хандизы является пространственная сопряженность их с гидротермально-осадочными рудами.

На месторождении Хандиза широко представлены прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчневые и другие текстуры замещения. Так, в зонах хлоритизации и серицитизации развиты относительно мономинеральные струйчато-прожилковые образования сульфидов. Характерна система параллельных (ориентированных) прожилков галенита, халькопирита, сфалерита в тонкополосчатых разновидностях кремнистых пород. В целом характер строения прожилков обусловлен строением трещинок, в которых развивался рудный метасоматоз с одновременным выполнением.

Для крупнообломочных лито-, кристаллокластических туфов липаритового состава характерно развитие руд псевдобрекчневой

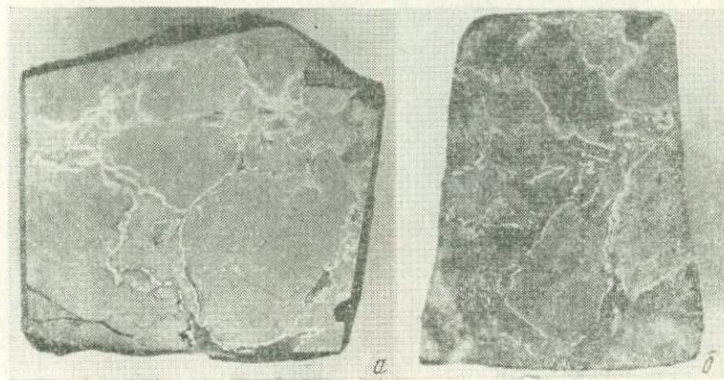


Рис. 43. Седиментационная рудная брекчия, Учкулач.

а — обломки тонковкрапленной сфалеритовой руды с оторочками переотложенного сфалерита, пл. шт. (уч. Дальний); *б* — обломки густовкрапленной пиритовой руды с оторочками переотложенного пирита, пл. шт. (уч. Центральный).

текстуры. Угловатые обломки породы цементируются серицит-хлоритовым материалом, содержащим различной густоты вкрапленность мелко-, крупнозернистого пирита, сфалерита, галенита и реже халькопирита.

Псевдобрекчиевидная текстура полиметаллических руд отличается от псевдобрекчневой сглаженной формой обломков пород (рис. 48).

Контуры обломков породы нередко подчеркиваются каемками галенита, халькопирита, тонкозернистого пирита. В этих случаях текстура переходит в кокардовую.

Одна из распространенных форм отложения сульфидов на месторождении Хандиза — петельчатая. Она проявляется как в макро- (петли до 10 см), так и в микромасштабах (0,1 мм).

В брекчиевидно-петельчатых рудах петельчатость характерна для тех участков дробления рудовмещающих кремнистых и туфо-кремнистых пород, где обломки тесно прилегают друг к другу. Они обычно ориентированы и слегка вытянуты в одном направлении

(по напластованию). Сульфиды выполняют промежутки между обломками породы и соединяются между собой в петли, одновременно замещая обломки с краев.

Среди сплошных руд различают петельчатость за счет тесного прорастания тонкоразвальцованного материала пород сульфидами, часто развальцованная порода находится в рассланцованной серицит-хлоритовой массе, которая струйчато облегает линзовидные обломки. Замещение сульфидов цемента приводит к образованию руд массивно-сланцевато-петельчатого строения. Микропетельчатость обусловлена развитием халькопирита, реже галенита по сети тончайших трещинок в катаклазированном пирите, а также петельчатым прорастанием сфалерита халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами.



Рис. 44. Туфогравелит с баритовым (белое) и густовкрапленным сфалеритовым цементом, пл. шт., Учкулач, уч. Центральный.

Густовкрапленнопятнистая и вкрапленнопятнистая текстура развита среди окварцованных крупнообломочных кристаллокластических туфов. В местах пересечения трещин формируются максимальные скопления пирита и сфалерита в виде пятнистых неправильных образований, а в сопряжении с ними в участках трещи-

новатости — неравномерная вкрапленность.

Вкрапленные, густовкрапленные, вкрапленнопятнистые, вкрапленнопрожилковые текстуры широко развиты и в рудах Чакчарского рудного поля (рис. 49, а, б). Они представлены неравномерно рассеянной густой вкрапленностью пирита, сфалерита и галенита или их агрегатными сростками в различных сочетаниях. Сульфиды составляют до 60% общей массы руд. Размеры вкрапленников обычно 1—5 мм. Свообразной текстурой руд в андезитовых порфиритах является унаследованная массивно миндалевидная. Для нее характерны миндалевидные агрегаты сфалерита, замещающего миндалины породы среди сплошной массы кристаллического пирита, который развивался по основной массе породы.

Для полиметаллических руд месторождения Сулукуль (Яккабагские горы,) в субвулканических липаритовых порфирах характерна брекчиевая текстура. Изометричные и линзовидные обломки породы цементируются эпидот-хлорит-серицит-сульфидным цементом. Тонкозернистая галенит-сфалеритовая масса метасоматически развивается также по краям этих обломков (рис. 49, в).

Брекчиевые текстуры руд также широко распространены в доломитах, андезитовых порфиритах, гнейсах Чакчарского рудного поля. Текстуры выполнения широко развиты как на месторождениях барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой, так и колчеданно-полиметаллической рудных формаций. Они характеризуются относительной обособленностью сульфидов. Так, в разломах среди гнейсов докембрия Чакчарского рудного поля имеют место жилы приоткрывания мощностью до 0,5 м полосчатой текстуры, ориентированной к контактам жил. Центральная часть их выпол-

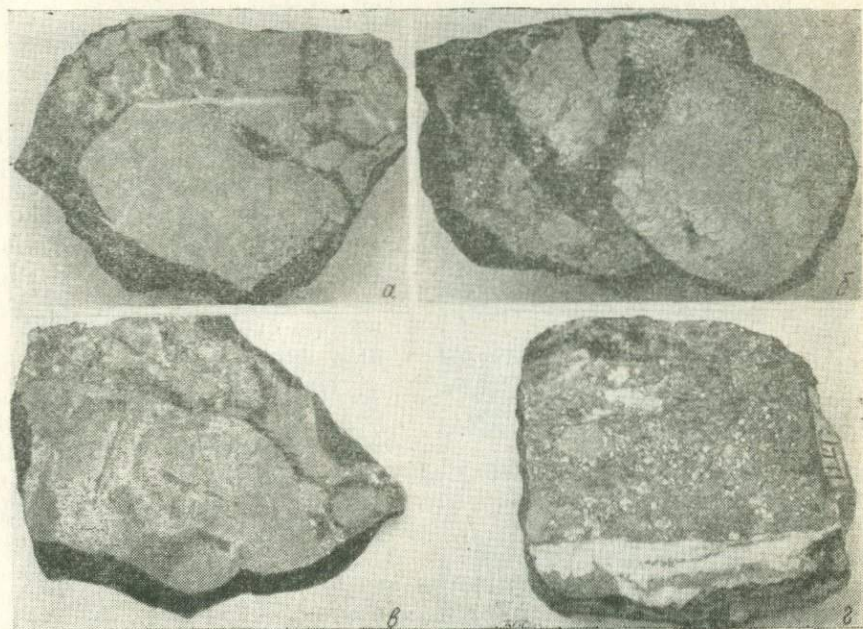


Рис. 45. Седиментационная конглобрекция, Южный Карасан.

а — доломита, пл. шт.; *б* — массивной пиритовой руды с реликтами почковидных агрегатов, пл. шт.; *в* — пиритовой руды скрытокристаллического строения с раскристаллизацией вдоль трещин; *г* — сфалеритовой, пиритовой руды, доломита, цемент мелкообломочный с вкрапленностью пирита, руда сечется поздним прожилком доломита, пл. шт.

нена пиритом, который сменяется полосами халькопирита, и в зальбандах полосами сфалерита, что свидетельствует об отложении вещества в полостях приоткрывания (рис. 50, а).

ТЕКСТУРЫ РЕГЕНЕРАЦИИ

При эпигенетических преобразованиях руды значительно изменялись, что отразилось на их текстурном облике. Эти преобразования проявлялись в различных процессах. Для месторождения Учкулач наиболее характерны процессы переотложения рудного вещества и сравнительно незначительны динамометаморфические

преобразования. В рудах колчедано-полиметаллических месторождений, наоборот, широко проявлены процессы динамометаморфизма, а на медно-цинково-колчеданном месторождении Кульдара они являются важнейшими, определившими современный облик руд. На месторождении Кульдара проявился также контактовый метаморфизм.

Текстуры переотложения наиболее характерны для руд месторождения Учкулач и носят в основном регенерационный характер. Они представлены оторочками, кокардовыми, брекчиевыми, прожилковыми разновидностями.

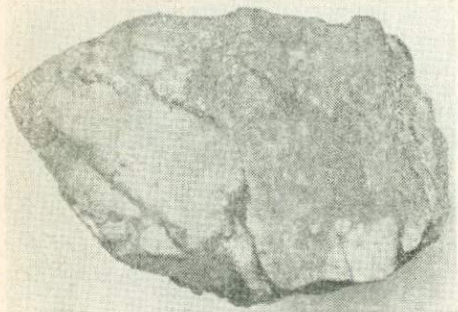


Рис. 46. Седиментационная брекчия доломита, галенит (тонкая вкрапленность) в цементе располагается по слоистости, пл. шт. уч. Торт-Моглы.

Широко развитые рудные оторочки вокруг обломков пород являются результатом переотложения и перекристаллизации рудного вещества: в обломках с тонкой вкрапленностью светло-желтого сфалерита оторочки сложены зернистым светлым же сфалеритом, с вкрапленностью пирита — агрегативным пиритом (рис. 43).

Наиболее развиты в рудах прожилково-кокардовые, прожилково-брекчиевые текстуры, часто переходящие одна в другую. Прожилки сопровождаются зонками брекчирования вдоль них. Когда обломки породы плотно прилегают друг к другу, сульфиды образуют прожилковую, прожилково-петельчатую, в более нарушенных участках кокардовую текстуры (рис. 51). Рудные оторочки сложены сульфидами различных сочетаний: марказитом, пиритом; пиритом, галенитом, сфалеритом; галенитом, сфалеритом и т. д. Нередко в цементе брекчиевых, кокардовых текстур отмечается реликтовая слоистость (рис. 51, а). Обычно, наряду с рудными присутствуют жильные минералы—крупнопластинчатый барит, перекристаллизованный доломит, кальцит, реже кварц, также находящиеся в различных соотношениях. Оторочки и цемент брекчий, как правило, имеют зональное строение, подобное прожилкам переотложения, описанным ниже, что свидетельствует о формировании их в свободных условиях.

Чаще всего брекчиевые руды находятся в центральных частях рудных линз, наиболее подверженных тектоническим воздействиям. По периферии они переходят в прожилково-кокардовые и прожилковые руды.

В барит-галенит-сфалеритовых брекчиевых рудах участка Дальнего наблюдаются переходы от брекчиевых и кокардовых руд в верхних наиболее приоткрытых частях залежи, где обломки породы

и слоистой седиментогенной сфалеритовой руды как бы «плавают» в баритовом цементе, к слоисто-линзовидно-петельчатым в нижних частях залежи (рис. 51, г). Обломки сфалеритовой руды здесь также имеют уплощенные линзовидные формы.

На месторождении Уччулач прожилки приоткрывания связаны с процессом переотложения, о чем свидетельствует зависимость их состава от состава пересекаемых пород и руд. Они имеют зональное строение: в центральной части находятся жильные минералы — барит, кальцит, доломит, далее следуют галенитовые, затем сфалеритовые и внешние — пиритовые оторочки (рис. 50, б). Оторочки имеют, как правило, колломорфно-фестончатый облик, строение их зернистое.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений также характерны процессы переотложения. Так, в Хандизинском рудном поле они проявились в развитии кварц-блеклорудной ассоциации в виде секущих прожилков и гнезд среди тонкозернистой руды. На участке Чинарсай в участках брекчирования кварц с блеклой рудой цементирует обломки породы с мелкозернистой полиметаллической рудой. Блеклая руда в этих образованиях имеет более крупнозернистое строение и не содержит серебра в отличие от серебросодержащей блеклой руды основной массы руд.

Текстуры динамометаморфизма руд. Руды рассматриваемых месторождений после их отложения и диагенеза подвергались вместе с породами динамометаморфическим воздействиям различной интенсивности, в результате чего они растрескивались, дробились, рассланцовывались, перекристаллизовывались и переотлагались. Отражением этих процессов являются текстуры

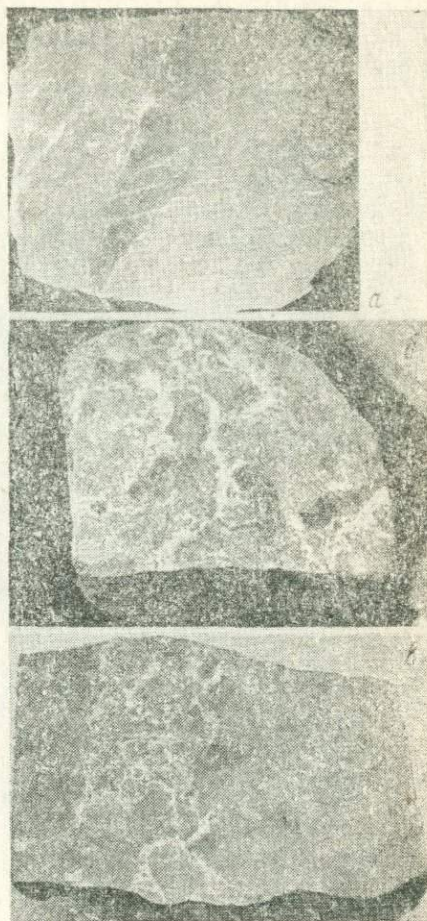


Рис. 47. Текстуры замещения, Уччулач, уч. Дальний.

а — тонкие прожилки галенита — сфалерита в сером и вишнево-буром доломите, пл. шт.; б, в — ветвистые барит-галенит-сфалеритовые прожилки, пл. шт.

сланцеватые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, струйчатые, четковидные и прожилковые.

На месторождениях барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой формации широко развиты брекчиевые текстуры, которые, как было отмечено выше, образованы в основном за счет тектонического брекчирования седиментационных брекчий, в том числе и рудных. Для них характерно дробление находящихся в цементе колломорфно-фестончатых почковидных и ритмически полосчатых агрегатов сульфидов и их переотложение по трещинкам и границам обломков. Дроблению также подвергаются вкрапленные и массивные седиментационные руды. В первой рудной залежи участка Дальнего на границе ментской и учкулачской свит отмечается разлинзование

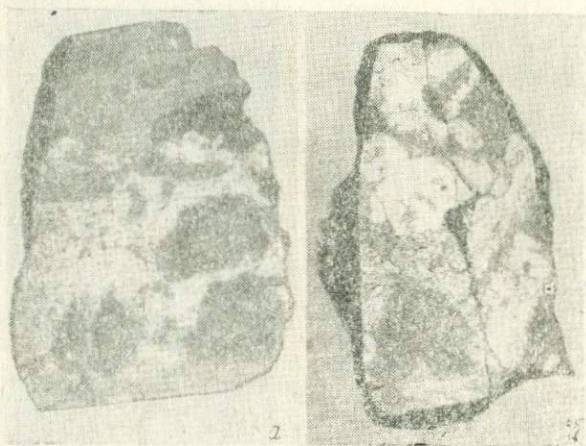


Рис. 48. Текстуры замещения, Хандиза.

а, б — псевдобрекчиевидная мелкозернистая сфалерит-халькопирит-пиритовая руда, пл. шт.

агрегатов сфалерита и галенита (рис. 52). Особенно интенсивно тектоническому дроблению с образованием эпигенетических брекчиевых текстур подвергались центральные (ядерные) части рудных тел, где происходила перекристаллизация, обогащение (регенерация) руд (рис. 53).

Более широко текстуры динамометаморфизма проявлены в колчеданно-полиметаллических месторождениях. Наиболее характерны они для существенно колчеданных руд карбонатно-кремнистого горизонта. К ним относятся массивно пятнистая, сланцеватая, полосчатая (рис. 54). Руды массивнополосчатой текстуры сложены крупными (до 4—6 см) кристаллами или гнездообразными скоплениями более мелких (3—4 мм) кристаллов пирита в мелкозернистой (1 мм) его массе. Динамометаморфизм выражен в дроблении, истирании, переотложении дисульфидов железа. Особенно характерно образование незональных кайм около кристаллов раннего

зонального пирита, а также залечивание трещин катаклазированными кристаллами раннего пирита переотложженным, что легко выявляется травлением. В колчеданных рудах массивносланцеватой текстуры отмечается ориентированное расположение развальцованных агрегатов или отдельных кристаллов в зальбандах колчеданных линз,



Рис. 49. Текстуры замещения.

а — прожилковая пиритовая руда в андезитовом порфирите, пл. шт. (Кызылсай); *б* — густовкрапленая пирит-сфалеритовая руда в андезитовом порфирите, пл. шт. (Кызылсай); *в* — тонкозернистая галенит-сфалеритовая руда, развивается по краям линзовидного обломка липаритового порфира, пл. шт. (Судукуль).

Рис. 50. Текстуры выполнения.

а — колчеданно-полиметаллическая руда полосчатого строения из жилы выполнения, серое — пирит, темно-серое — сфалерит, халькопирит, белое — кварц, пл. шт. (Южный Карасан); *б* — прожилок зонального строения — в центральной части барит, по краям галенит, сфалерит, пирит, пл. шт. (Учкулач, уч. Дальний).

в то время как в центральной части их сохраняются идиоморфные кристаллы пирита (рис. 54,б).

Руды, обогащенные халькопиритом, сфалеритом, галенитом при направленном давлении приобретают полосчатость (рис. 55).

Особенно отчетлива она в зальбандах Главной рудной залежи Хандизинского месторождения.

При динамометаморфизме руд одновременно с ними динамометаморфическим воздействием подвергались вмещающие породы. Характерно «обтекание» рудных тел сланцеватостью пород (хлоритовой, хлорит-серицитовой и др.), что, как известно, является доказательством рассланцевания пород после рудоотложения

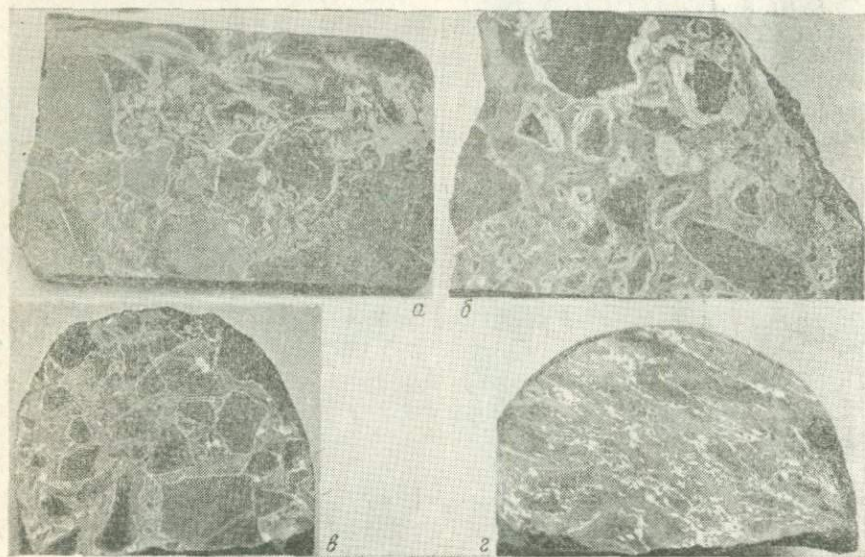


Рис. 51. Текстуры переотложения, Учкулач.

а — оторочки пирита вокруг обломков доломита, с реликтами слоистых агрегатов пирита в цементе брекчии, пл. шт. (уч. Дальний); *б* — брекчиевая доломит-пирит-галенит-сфалеритовая руда с оторочками пирита вокруг обломков доломита, пл. шт. (уч. Центральный); *в* — брекчиевая барит-сфалерит-галенитовая руда с оторочками (кокардами) галенита вокруг обломков породы, пл. шт. (уч. Дальний); *г* — линзовидно-петельчатая барит-галенитовая руда (белое — галенит), пл. шт. (уч. Дальний).

(Ярош, 1973 и др.). Зафиксированы также признаки пластического течения сфалерита и облегания им обломков руд.

В рудах халькопирит-сфалерит-колчеданной рудной формации (Кульдара) первичные текстуры практически не сохранились. Все они являются результатом глубокого регионально-метаморфического преобразования и представлены полосчатыми, сланцеватыми текстурами и их разновидностями.

Для медно-колчеданных руд наиболее характерна линзовидно-сланцеватая текстура. Она представлена заключенными в рассланцованной хлоритовой породе прерывистыми невыдержанными по простиранию с раздувами и пережимами слоями и линзочками халькопирита и пирита (мощностью до 1 см), ориентированными по сланцеватости, или плейчато изогнутыми их агрегатами, придающими руде гнейсовидность.

В колчеданных и цинково-колчеданных рудах наиболее развиты линзовидно-и сланцевато-полосчатые текстуры, характеризующиеся сильно деформированными развальцованными агрегатами пирита линзовидного и четковидного строения и полосовидным развитием сфалерита (рис. 56). На них накладываются процессы пропилитизации, которые выразились в образовании лучистых агрегатов актинолита, секущих пирит-сфалеритовые образования, что придает рудам своеобразное дендритовидное строение.

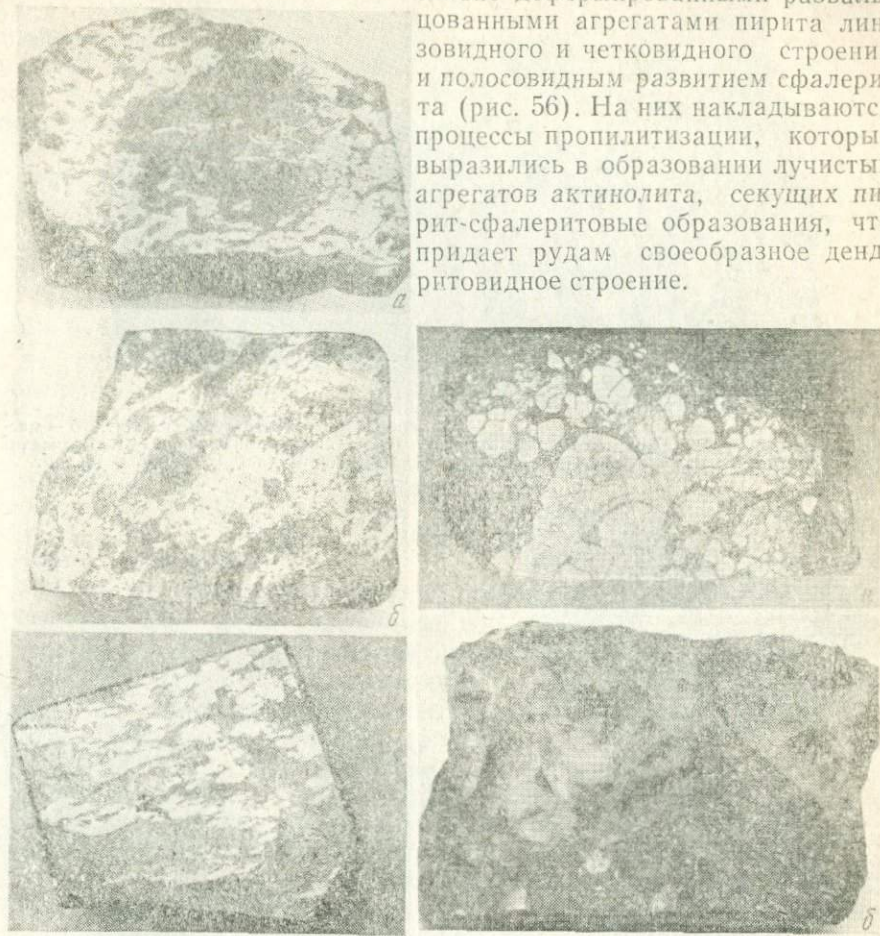


Рис. 52. Текстуры динамометаморфизма (Учкулач, уч. Дальний).

a — агрегат тонкозернистого сфалерита (центральная часть), окаймляется галенитом линзовидного строения, пл. шт.; *b* — линзовидные агрегаты галенита в цементе брекчии, пл. шт.; *в* — ориентированно линзовидные агрегаты галенита, пл. шт.

Рис. 53. Текстуры перекристаллизации, Учкулач.

a — перекристаллизованные пирит-марказитовые почковидные агрегаты с признаками катаклаза, пл. шт., уч. Дальний; *b* — гнезда крупнокристаллического барита в цементе брекчированного доломита, пл. шт. (уч. Центральный).

Текстуры контактового метаморфизма руд представлены довольно ограниченно вкрапленными и прожилково-вкра-

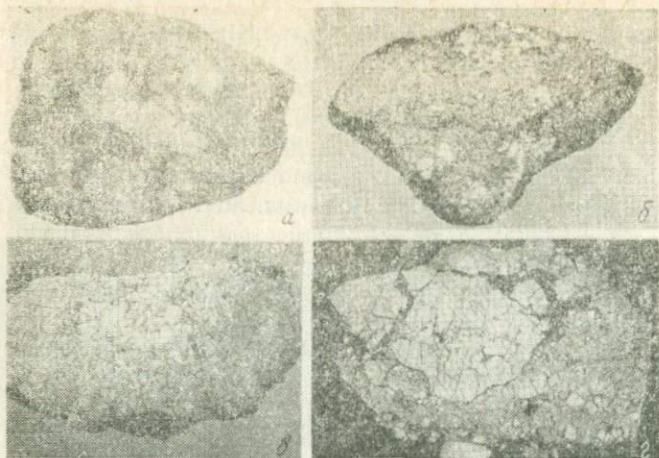


Рис. 54. Текстуры динамометаморфизма, Хандиза.

Галенит-сфалерит-пиритовая руда: *а* — массивно-пятнистой текстуры, пл. шт., *б* — массивной, переходящей в массивно-полосчатую по краям линзы смятия, пл. шт. Колчеданная руда: *в* — массивной текстуры, пл. шт., *г* — массивно-пятнистой текстуры, пл. шт.



Рис. 55. Текстуры динамометаморфизма, Хандиза

Колчеданно-полиметаллическая руда; *а* — прямолинейно ритмически полосчатой текстуры, пл. шт., *б* — ритмически пloyчато-полосчатой текстуры, пл. шт.

Рис. 56. Метаморфогенно-полосчатая руда, Кульдара.

а — пиритового состава, пл. шт.; *б* — сфалерит-пиритового состава, пл. шт.; кристаллы пирита катаклазированы, имеют четковидное строение.

пленными рудами в дайках липаритового порфира месторождения Кульдара, в участках пересечения ими рудных зон. Халькопирит и пирит находятся в виде вкрапленности и гнезд (до 2—3 мм) или тончайших (доли мм) коротких прожилков.

ТЕКСТУРЫ ПОСЛЕ- РУДНОГО МЕТАМОР- ФИЧЕСКОГО ПЕРЕОТ- ЛОЖЕНИЯ

Пострудное метаморфическое преобразование руд выражено в формировании послерудных секущих прожилков, соответствующих составу пересекаемых ими руд и пород, в дроблении и цементировании руд более поздними минералами.

Так, на месторождении Учкулач широко развиты секущие прожилки, имеющие барит-сульфидный состав в пределах рудных зон, доломитовый состав с небольшой примесью сульфидов над рудными зонами и кальцитовый в удалении от них. Здесь же в зонах дробления развиты текстуры цементирования обломков руды более поздними доломитом, кальцитом (рис. 57).

В колчеданно-полиметаллических месторождениях, и, в частности на месторождении Хандиза также широко развиты пострудные прожилки, сложенные кварцем, кальцитом, баритом с гнездами крупнокристаллического галенита, халькопирита, клейофана. Состав их по простиранию неоднороден и отражает состав пересекаемых руд. Прожилки локализуются в трещинках отрыва. В участках наибольшего приоткрывания трещин образуются жеоды, выполненные друзами жильных и сульфидных минералов.

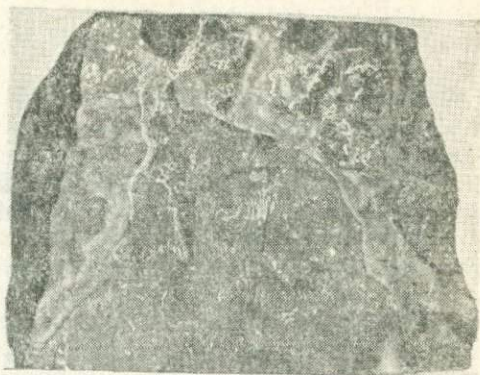


Рис. 57. Обломки оруденелой седиментационной брекчии сцементированы переотложенным доломитом, кальцитом (светло-серое, белое—сульфиды), пл. шт. (Учкулач, уч. Центральный).

Глава VI

ГЛАВНЕЙШИЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для расширения минерально-сырьевой базы Узбекистана на свинец и цинк важное значение имеет разработка принципов и методов прогнозирования и, в частности, выявление факторов рудотложения и поисковых признаков на стратиформное оруденение, на долю которого в настоящее время приходится большая часть запасов свинца и цинка в республике. Важно и то, что в мировом балансе стратиформные месторождения с учетом колчеданно-полиметаллических содержат $2/3$ всех запасов свинца и цинка (Перваго, 1975).

Имеются обстоятельные разработки по критериям прогнозирования свинцово-цинковых месторождений (Смирнов, 1955, 1969; Бубличенко и др., 1972; Овчинников, Баранов, 1972; Королев, 1976; «Промышленно-генетические типы...», 1974; Горжевский и др., 1977, 1978, и др.; «Критерии прогнозной оценки...», 1978 и др.).

Анализ имеющихся материалов по свинцово-цинковым месторождениям Узбекистана во многом подтверждает большую весомость существующих основ прогнозирования. Вместе с тем специфика геологической обстановки и других особенностей стратиформных месторождений Узбекистана позволяет еще раз обратиться к этому вопросу.

ГРУППА КАРБОНАТ-БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И КОЛЧЕДАННО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Стратиформные проявления свинца и цинка в карбонатных толщах характеризуются общими геолого-геохимическими особенностями, обуславливающими своеобразие их поисковых признаков. Общей особенностью их размещения в региональном плане является приуроченность к резонансно-тектоническим краевым системам Среднего Тянь-Шаня в южной и северо-восточной окраинных частях, выраженным унаследованными и наложенными прогибами миогеосинклинального типа. В южной периферической части Средне-Тяньшаньского «жесткого» массива площади распространения стратиформных свинцово-цинковых месторождений пространственно совпадают с девонским краевым вулканическим поясом,

формирование которого завершилось на фоне общей трансгрессии. В результате в основании рудоносных карбонатных толщ распространены осадочно-вулканогенные образования, синхронные с вулканогенными породами кислого состава. Они сложены в основном продуктами разрушения вулканических пород, главным образом, лав, туфов и игнимбритов.

С удалением в глубь жесткого массива (в тыловой зоне) исчезают черты вулканогенности этих месторождений (Сарыкан, Канджайляу, месторождения хр. Каратау и др.). Главными элементами регионального контроля здесь становятся глубинные (иногда скрытые) разломы, ориентированные параллельно границе жесткого массива.

Основным фактором контроля размещения месторождений стратиформного типа является литолого-стратиграфический. Не случайно, принцип связи месторождений с определенными породами используется при разработке основ научного прогноза месторождений (Крейтер, 1940; «Критерии прогнозной оценки...», 1978 и др.).

Литолого-стратиграфический фактор контроля. В Срединном Тянь-Шане стратиформные месторождения находятся в карбонатных толщах D_2 — C_1 и занимают строго определенное стратиграфическое положение, на основании чего можно говорить о существовании региональных стратиграфических уровней локализации свинцово-цинкового оруденения. Известны следующие такие уровни: нижнеживетский (Учкулач), верхнеживетский (Сумсар), франский (Калканата, первая рудная залежь участка Дальнего месторождения Учкулач), среднефаменский (хр. Каратау — Миргалимсай, Шалкия, Байджансай), верхнефаменский (Ачисай, Левобережное, Сарыкан), нижневизейский (Канджайляу). Примечательно, что в южной краевой части Срединного Тянь-Шаня месторождения располагаются на более низких стратиграфических уровнях (живет — фран), чем в северной (фран — фамен).

Важным фактором, влияющим на распределение свинцово-цинкового оруденения, является литологический. Главная общая черта рассматриваемых месторождений — приуроченность к карбонатным отложениям и преимущественно к доломитовым разностям пород. В то же время различные рудные районы имеют и отличительные особенности. Так, для месторождений хр. Каратау рудовещающими являются черные, от присутствия органического вещества, и серые доломиты с прослоями глинистых и углисто-кремнистых пород. На некоторых месторождениях (Шалкия) промышленное оруденение связано также с интервалами глинисто-кремнистых и кремнистых пород (Ли, Митряева, 1978). В Коксу-Акбулакском районе (Северный Чаткал), по данным А. П. Титовой, свинцово-цинковое оруденение локализуется в смешанных разностях карбонатных пород (известковые доломиты, доломитовые известняки), для которых характерна примесь терригенного материала.

В г. Калканате разрез карбонатных формаций представлен ритмически построенными прибрежномелководными карбонатными

толщами также с прослоями терригенно-карбонатных осадков. Свинцово-цинковое оруденение приурочено к черным доломитам (Абрамович, 1968; Абрамович и др., 1975).

В Алмалыкском рудном районе (Кульчулак, Катранги, Балыкты, Накпай и др.) основная масса стратиформного свинцово-цинкового оруденения приурочивается также к черным битуминозным доломитам (Абрамович и др., 1975; Плещенко, Корнеева, 1978).

Для месторождений Учкулачского рудного поля характерно размещение свинцово-цинкового оруденения в широком стратиграфическом интервале — от эфельской вулканогенной толщи до верхнефранской терригенно-известняковой (устькуруксайская свита). Оруденение приурочено к восьми рудоносным уровням, каждый из которых характеризуется определенным составом и масштабом проявления свинцово-цинковых руд.

1. Основание вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижнеучкулачской подсвиты с существенно баритовыми рудами.

2. Средняя часть вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижнеучкулачской подсвиты с барит-пирит-халькопиритовым оруденением.

3. Верхняя часть вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижнеучкулачской подсвиты включает значительную часть руд барит-галенит-сфалеритового состава.

4. Основание существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты также отличается крупными рудными скоплениями барит-галенит-сфалеритового состава.

5. Верхняя часть существенно доломитовой толщи верхнеучкулачской подсвиты, представленная горизонтом седиментационных брекчий черных битуминозных доломитов (обломочных доломитов), вмещает существенно колчеданные руды, часто с баритом.

6. Доломито-известняковая толща верхнеучкулачской подсвиты с существенно сфалеритовыми рудами.

7. Пачка седиментационных брекчий растрескивания известняков известняковой и органогенно-обломочно-известняковой толщи ментской свиты с колчеданными и колчеданно-галенит-сфалеритовыми рудами.

8. Терригенно-известняковая толща устькуруксайской свиты с тонкослоистыми сфалерит-колчеданными рудами.

Несмотря на значительный размах оруденения в стратиграфическом разрезе Учкулачского рудного поля промышленное оруденение локализуется в основном на двух главных уровнях: 1) вблизи границы вулканогенно-терригенно-карбонатной и существенно доломитовой толщ нижнего живета и 2) вблизи границы существенно доломитовой и доломито-известняковой толщ нижнего живета. На этих уровнях размещаются соответственно барит-свинцово-цинковые и существенно-колчеданные руды.

В Учкулачском рудном поле более 90% запасов свинца и цинка связано с доломитовыми разностями пород. Главная отличительная их особенность — наличие горизонтов седиментационных

брекчий доломитов, с которыми ассоциируют наиболее богатые рудные тела. Важную роль играет также неоднородность разрезов, на что указывали Е. Л. Абрамович, И. В. Плещенко, В. М. Панин (1975). В частности, в нижней части учулачской свиты, вмещающей наиболее богатые и мощные рудные тела (участок Центральный), разрез довольно пестрый, представленный переслаивающимися доломитами различного состава и терригенными породами (туфодоломиты, гравелиты и др.).

Отчетлива связь оруденения с теми участками геологического разреза, где отмечается смена фаций (известняков на доломиты, доломитов на доломиты с прослоями терригенных пород и т. п.). При этом, как было показано выше, в зависимости от литологических разностей пород меняется и состав оруденения. Так, в рудах из гравелитов отношение барита к галениту и сфалериту значительно выше, чем в рудах из доломитов.

Влияние фациального фактора выражается, прежде всего, в приуроченности оруденения к осадкам мелкозаливной фациальной зоны с прослоями обломочной фации и реже — к осадкам застойных фаций с линзами сточнотечениевых тонкослоистых известняков (Абрамович и др., 1975), а также в различной степени рудоносности рифового и околорифового типов разрезов. Оруденение связано главным образом с околорифовыми фациями. В застойных условиях осадконакопления формировались существенно колчеданные руды. Для участков опреснения характерна примесь терригенного материала в разрезе карбонатных пород и значительная роль в рудах баритовой составляющей.

В. М. Панин и др. (1972) отмечают также, что халькопирит и борнит развиты преимущественно в терригенно-обломочных и обломочно-карбонатных породах (вулканогенно-терригенно-карбонатная толща по принятому авторами делению), соответствующих течениевой фации мелкозаливной обломочной и иловой зоны. Следует отметить, однако, присутствие медной минерализации также в связи с горизонтами развития колчеданной минерализации среди обломочных карбонатных пород.

В геологическом разрезе месторождения, как отмечалось выше, присутствуют стратифицированные гематит-гетитсодержащие доломиты с характерной малиново-розовой окраской (существенно доломитовая толща), формирование которых связано со сменой восстановительных условий осадконакопления окислительными в условиях повышенной аэрации. Эти породы маркируют границу распространения барит-галенит-сфалеритовых и колчеданных руд (участок Центральный), либо находятся в этих рудах в виде прослоев (участок Дальний) и могут служить косвенным поисковым признаком наличия оруденения.

Структурный фактор контроля. Влияние структурного фактора в рудоотложении проявлялось во всем длительном процессе рудообразования, как в период осадконакопления, так и на этапе регенерации рудного вещества.

Неоднородность рудовмещающего разреза, резкая смена фаций, резкие колебания в мощностях свидетельствуют о наличии консидерационных структур, на что особое внимание обращают Г. В. Ручкин и А. И. Донец, относящие к ним Южно-Учкулачский сбросо-сдвиг, по которому согласно З. С. Румянцева проходит граница двух литологических разновидностей разреза и, вероятно, Северо-Учкулачский и ряд поперечных разрывных нарушений.

Довольно сложная линзообразная с разветвлениями и апофизами форма рудных тел обусловлена, с одной стороны, особенностями седиментации руд в пониженных частях впадин рельефа, с другой — влиянием структурных факторов на их последующее перераспределение. Важную роль при этом играли зоны брекчирования и дробления в межпластовых нарушениях, складчатые структуры с полостями отслаивания. Нередко относительно богатые участки совпадают с зонами приоткрывания и дробления рудных пластов. Характерна своеобразная зональность рудных тел — центральная (ядерная) часть их по сравнению с периферическими обогащена полезными компонентами и характеризуется текстурами выполнения полостей, большей агрегативностью минералов, что обусловлено переотложением барит-сульфидных масс в приоткрытых участках флексур.

Постскладчатые секущие, часто крутопадающие нарушения, осложняющие крылья складок, контролируют зоны секущих переотложенных руд кристаллического строения.

И, наконец, на месторождении развита серия субмеридиональных нарушений с маломощными зонами прожилковой минерализации.

Магматический контроль оруденения заключается в пространственной ассоциации руд с продуктами заключительной субмаринной фазы вулканизма, которые в виде маломощных прослоев туфов и туфогенно-осадочных пород прослеживаются до верхов живета. Кроме того, в породах вулканогенной толщи (бандская свита) также отмечается свинцово-цинковая минерализация, которая фиксирует рудоподводящие каналы.

Минералогические поисковые признаки оруденения. В результате эпигенетических преобразований рудовмещающих пород в условиях катагенеза происходит преобразование глинистых минералов и смена каолинита, монтмориллонита, палыгорскита гидрослюдами в рудных зонах. Результатом диагенетических преобразований является также усиление перекристаллизации доломита в рудных зонах.

Генетически различные минеральные образования, которые отражают полигенность и полихронность месторождения, характеризуются своими типоморфными особенностями. В частности, сингенетичные сульфиды имеют обычно глобулярное, почковидное скрытокристаллическое строение; сульфиды, претерпевшие регенерацию, метаморфизм, отчетливо кристаллически зернисты. Особенно информативны с точки зрения поисков скрытого оруденения широко развитые индикаторные прожилки переотложения кальци-

та, доломита, барита с включениями сульфидных минералов, фиксирующиеся в ореолах рудных тел, вблизи и в удалении от них. Особенно далеко они перемещаются по нарушениям. При этом вблизи рудных тел жильная составляющая представлена обычно баритом, в удалении — доломитом. Прожилки кальцита наиболее широко развиты как в рудных зонах, так и далеко за их пределами. Вблизи зон, где с полиметаллами ассоциирует флюорит, часто фиксируются карбонатные прожилки с включениями темно-фиолетового флюорита, который благодаря яркой окраске служит хорошим индикатором на флюорит-полиметаллические руды (Чеботарев, 1967).

Наличие геохимических первичных и вторичных ореолов на площади Учкулачского рудного поля также позволяет рассматривать их в качестве одного из поисковых признаков.

ГРУППА КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Размещение месторождений данной группы в региональном плане определяется положением пригеосинклинального вулканического пояса (C_1), охватывающего северную окраину Каракумо-Таджикского краевого массива.

Закономерности размещения свинцово-цинковых месторождений внутри вулканического пояса определяются литолого-стратиграфическим, магматическим, вулкан-тектоническим факторами.

Литолого-стратиграфический фактор контроля. Проявления свинца и цинка широко развиты от докембрия до мезозоя. Наиболее перспективное колчеданно-полиметаллическое оруденение сосредоточено в относительно узком стратиграфическом интервале, охватывающем нижнекарбонные отложения.

Докембрийский структурно-формационный этаж, занимающий около 40% площади рассматриваемого региона, характеризуется наличием кварц-пиритовых, кварц-пирит-сфалеритовых и кварц-пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовых жил, которые являются в основном корневыми частями колчеданно-полиметаллических проявлений и самостоятельного значения не имеют.

Гердинский структурно-формационный этаж содержит более 65% известных в регионе проявлений, в том числе колчеданно-полиметаллической формации, подобных Хандизе.

Практически все колчеданно-полиметаллические проявления размещаются в вулканогенно-осадочных отложениях нижнего карбона, которые занимают на территории Юго-Западного Гиссара 12,5%. Оруденение, как правило, локализуется в сокращенных частях разрезов. Наиболее продуктивные толщи визе — наюра составляют около 5%. Они представлены разнообломочными туфами липаритового состава, туфолавами, лавами вахшиварской свиты (C_{1v2} — C_{1gr}) и содержат более 50% учтенных запасов свинца и цинка. Наиболее богатая рудная залежь Хандизинского месторождения находится в аналогичных породах верхнего визе.

Представляют для поисков интерес и эксгальационно-осадочные кремнистые породы, с которыми также тесно ассоциируют руды.

Важной особенностью размещения колчеданно-полиметаллического оруденения является приуроченность к трем основным стратиграфическим уровням, каждый из которых отличается своеобразием типов и масштабов оруденения (Панкратьев, Михайлова, 1979).

Средневизейский уровень (Южно-Карасанский) характеризуется преимущественно колчеданными рудами с примесью галенита, сфалерита, халькопирита, верхневизейский уровень (Хандизинский) — промышленными рудами колчеданно-полиметаллического и существенно полиметаллического состава и серпуховский уровень (Северо-Черновинский) — сплошными тонкослонистыми колчеданными рудами. Практически безруден уровень распространения осадочно-вулканогенных отложений липарит-дацитового состава (надрудная толща Хандизы и Южного Карасана) заключительной фазы нижнекарбонového вулканизма.

Наблюдается определенная зависимость состава руд от вмещающих пород. Так, с доломитовыми разностями пород связано колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, причем в темных доломитах, богатых органикой, руды более колчеданные, в светлых разностях большую роль играет полиметаллическая составляющая. Песчаники вмещают в основном серноколчеданные руды (Хандизинское, Сулукульское рудные поля).

Для вулканогенно-осадочной толщи в целом характерны колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды. Вместе с тем разные по составу породы отличаются определенными рудами. Так, в аргиллитах руды наиболее богаты пиритовой составляющей, в туфо-кремнистых породах они существенно полиметаллические (Хандиза). Туфоалевролиты вмещают существенно колчеданные руды (Северная Чернова), тогда как в известковистых алевролитах руды галенит-сфалеритовые (участки Северо-Восточный, Май-дансай).

Магматический фактор контроля. Главная характерная черта месторождений рассматриваемой группы — тесная пространственная и генетическая связь с субмаринным вулканизмом — нижнекарбоновой базальт-липаритовой формацией. Для кислых ее дифференциатов, согласно данным Т. Н. Далимова, характерны высокая кремнекислотность (72—74%), пониженная глиноземистость (12—13%) и умеренная щелочность ($K+Na=4-5$), парагенезис высокотемпературных полевых шпатов (плагноклаза больше калишпата) и умеренно железистого биотита и другие особенности, свойственные для провинций, приуроченных к окраинным и внутренним морям (Хамрабаев и др., 1974; Бородаевская и др., 1976). Характерно также переменное соотношение щелочей в породах разных фаз вулканизма.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение связано с проявлением различных фаз вулканизма. Состав руд согласуется с особенностями петрохимического состава ассоциирующих с ними вул-

каногенных пород. С кали-натриевыми и натриевыми сериями вулканитов ассоциируют колчеданные и свинцово-цинково-колчеданные руды, с натриево-калиевыми — колчеданно-полиметаллические и существенно полиметаллические, с калиевыми-серебро-полиметаллическая минерализация. С кремнекислыми вулканитами (туфами кислого состава) ассоциируют колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды, с породами среднего состава (андезитами и андезито-дацитовыми порфиритами) — существенно колчеданные и колчеданно-полиметаллические. Субвулканические образования, комагматичные рудоносным вмещающим вулканогенно-осадочным породам, обычно обогащены свинцом, цинком и медью в три и более раз.

В рудных полях, где проявление магматизма было неоднократным, последующие магматические образования нередко вызывали переотложение вещества более ранних рудных скоплений в виде жил в зонах трещиноватости вмещающих пород и даек. В результате формируется своеобразный ореол переотложившей индикаторной минерализации, который фиксирует наличие скрытых первичных промышленных руд.

Вулкано-тектонический фактор контроля. Колчеданно-полиметаллические месторождения, с одной стороны, располагаются по периферии Каракумо-Таджикского краевого массива, с другой — контролируются зонами субширотных разломов. Так, в зоне Хандиза-Бельауты-Карасанского глубинного разлома, в узлах пересечения которого с разломами северо-восточного направления находятся наиболее крупные вулкано-тектонические структуры, сосредоточено более 80% всех учтенных запасов свинца и цинка в Юго-Западном Гиссаре.

Важной особенностью является также пространственная приуроченность месторождений к вулкано-тектоническим структурам различных морфогенетических типов: простым депрессиям (очаговые кальдеры проседания), ступенчатым грабен-синклиналям, линейным грабенам, сложным депрессиям и т. п.

В ступенчатых грабен-синклиналях наиболее благоприятны для локализации оруденения тектонически ослабленные зоны по периферии структуры, сопряженные со ступенчатыми сбросами и границами толщ — это синклинальные и антиклинальные складки, осложняющие крылья вулкано-тектонической структуры, секущие надвиги, сбросы, меж- и внутриформационные зоны дробления и расщепления.

В сложных депрессиях оруденение локализуется в краевых частях, осложненных структурами кальдер проседания и грабен-синклиналями. Из локальных структур здесь характерны кольцевые разломы, сбросы, тектонические контакты с субвулканическими дайками и некками, меж- и внутриформационные зоны дробления, расщепления и т. п.

Минералого-геохимические поисковые признаки. Большую информацию в качестве поискового признака несут околорудные

измененные породы. Типичными околорудными метасоматитами колчеданно-полиметаллических месторождений являются березитизированные породы. Они вмещают рудные тела, находящиеся в вулканогенно-осадочных толщах и, как правило, образуют более широкие подрудные ореолы и уплощенные надрудные. Измененные породы имеют отчетливое зональное строение. Внешняя зона характеризуется слабым развитием альбита, адуляра, магнезиально-железистого хлорита, кальцита. Промежуточная зона отличается более высокой степенью изменения, однако с сохранением структуры пород. Здесь альбит замещается серицитом (фейнгитом), кальцит — доломитом, анкеритом, магнезиально-железистый хлорит — магнезиальным. Внутренняя зона, примыкающая к рудным телам, представлена серицитовыми и серицит-хлоритовыми метасоматитами, часто с кварцем и вкрапленностью пирита (Панкратьев, Михайлова, 1971). По особенностям формирования это метасоматиты гипогенного выщелачивания и зон сопряжения гипогенного выщелачивания и осаждения.

При многоярусном расположении рудных пластов (линз) в процессе их формирования происходит наложение метасоматитов, в результате чего зональность усложняется и в каждом отдельном случае необходимо устанавливать соотношения метасоматитов, сопровождавших оруденение разных стратиграфических уровней.

Наряду с березитизированными породами имеют место метасоматиты аргиллизитовой формации, наличие которых также свидетельствует о проявлении рудного процесса.

Проилитизированные породы обычно развиты в надрудных толщах и служат хорошим маркирующим горизонтом. Сами же они практически безрудны (Хандизинское и Чакчарское рудные поля).

Для карбонатных рудовмещающих пород характерными изменениями являются лиственитизированные породы и джасперонды. С ними ассоциируют незначительные по масштабам рудные тела.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Юго-Западного Гиссара представляют собой сложные полигенные образования (в понимании В. И. Смирнова). В них наряду с гидротермально-метасоматическими залежами наблюдаются руды, несущие признаки седиментогенного рудоотложения, а также метаморфизма (регенерация и ремобилизация).

Степень участия седиментогенных руд в строении колчеданно-полиметаллических месторождений различна. Особенно отчетливо они проявлены на месторождениях Южный Карасан, Хандиза.

На месторождении Хандиза для руд, относящихся к этому типу, характерна ритмичность в отложении, преобразование колломорфных агрегатов рудных минералов в зернистые, наличие глобулей и фрамбондов, ритмично-слоистых агрегатов скрытокристаллического дисульфида железа и слоев тонкозернистых колчеданно-полиметаллических руд, постепенно переходящих во вмещающие породы (туфо-кремнистые), огибание линзовидных скоплений сульфидов сланцеватостью пород и т. п. Руды деформируются вместе с

вмещающими породами, в результате чего приобретают отчетливое полосчатое, плейчато-полосчатое, линзовидно-полосчатое, брекчиевидное строение.

Особенностью седиментогенных колчеданно-полиметаллических руд Южного Карасана является наличие обломковидных руд в доломитах нижневахшиварской подсвиты. Они состоят из конглобрекчий доломитов, кремнистых пород, аргиллитов, колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Степень их динамометаморфизма значительно меньше, чем руд Хандизы, зато здесь более отчетливо выражено переотложение сульфидов в виде кайм около обломков руд.

Гидротермально-метасоматические руды представлены зонами брекчиевой, прожилково-вкрапленной минерализации, а также телами сплошных руд в зонах дробления и рассланцевания меж- и внутриформационных нарушений, в зонах различного типа надвигов. Весьма характерна локализация руд в тектонически ослабленных контактах субвулканических даек липаритового и липарит-дацитового состава, которые нередко сами брекчированы и минерализованы. Таким примером является месторождение Сулукуль. Как правило, гидротермально-метасоматические руды сопровождаются широкими ореолами измененных пород и экранируются туффитами, алевропилитовыми, карбонатно-кремнистыми, яшмовидными разновидностями вулканогенно-осадочных пород. В региональном плане экраном служит толща пропилитизированных вулканогенно-осадочных пород липарит-дацитового состава (Хандиза, Южный Карасан и др.).

В окончательном формировании облика руд значительную роль играл динамометаморфизм и переотложение, происходившие под влиянием процессов складкообразования и более поздних этапов дайкообразования. Метаморфизм выразился в хрупких и пластических деформациях сульфидов, их перекристаллизации и переотложении. Прожилки переотложения встречаются как в самих рудах, так и за их пределами, образуя ореолы индикаторной минерализации.

Каждый из проявленных этапов характеризуется определенными минеральными ассоциациями со своими типоморфными особенностями минералов, установление которых позволяет определить тип оруденения, оценить его продуктивность.

На более крупных месторождениях (Хандиза, Южный Карасан), как правило, проявлены продукты всех этапов, и происходит наложение поздних ассоциаций на более ранние. Ассоциации минералов здесь наиболее многочисленны и разнообразны.

На месторождении Хандиза на глубоких горизонтах, в метаморфических гнейсах и сланцах, проявлена пиритовая и сфалерит-пиритовая минерализация; выше в терригенно-карбонатно-пирокластической толще руды пиритовые с галенитом и сфалеритом; в верхних частях — туфах и туфо-кремнистых породах (Главная рудная залежь) преобладают пирит-галенит-сфалеритовые и галенит-сфалеритовые руды. В этом же направлении снижается отно-

шение суммы пирита — халькопирита к сумме сфалерита — галенита (от 27,7 до 0,25). В пределах Главной рудной залежи от лежащего к всяческому боку уменьшается отношение сфалерита к галениту, халькопирита к блеклой руде, увеличивается содержание серебра в блеклых рудах.

Носителями этих и других особенностей и закономерностей являются минералы.

Типоморфизм минералов проявляется в изменении их состава, формы, размеров, элементов-примесей, указывающих на температурные условия, концентрацию и состав рудообразующих растворов, процессы метаморфизма и т. д.

Так, для пирита гидротермально-осадочного происхождения характерны мельчайшие глобулы, фрамбоэдры, почковидные агрегаты и т. п. Он отличается несколько повышенными концентрациями таллия и другими особенностями.

Сульфидные минералы этапа поздней регенерации отчетливо ассоциируют с жильными минералами, что ведет к образованию прожилков кварц-карбонат-барит-сульфидного состава. Переотложенные сульфиды отличаются ярко выраженным идиоморфизмом и бедностью элементами-примесями. Эти прожилки переотложения могут рассматриваться в качестве индикаторной минерализации. Они широко развиты в пределах Хандизинского, Чакчарского и других рудных полей. Наиболее широкие, удаленные от рудных зон, ореолы образуют кварцевые и карбонатные прожилки с халькопиритом.

Хорошо диагностируются также сульфиды метасоматического отложения, которые характеризуются идиоморфными (пирит), гипидиоморфными, аллотриоморфными структурами, наличием признаков замещения, широким спектром элементов-примесей и т. п.

Различные по генезису сульфиды отличаются изотопным составом серы (Панкратьев и др., 1973). Сульфиды продуктивного этапа имеют в основном положительные значения δS^{34} , поздней послерудной регенерации — отрицательные.

Применение метода декрепитации также помогает в четком разделении минералов различных этапов. Минералы поздней послерудной регенерации метаморфического этапа отличаются более низкой начальной и максимальной температурой растрескивания по сравнению с продуктивным этапом (Панкратьев, Михайлова, 1974).

Детальное изучение геохимических особенностей руд колчеданно-полиметаллической формации выявило их комплексность, неравномерность в распределении основных компонентов и элементов-примесей. Так, на месторождении Кызылсай с глубиной заметно снижается отношение свинца к цинку и меди. В Южном Карасане концентрации селена, теллура, висмута, серебра в рудах корневой части месторождения (в гнейсах) выше, чем в вышележащих гидротермально-осадочных (в доломитистых известняках), которые

характеризуются максимальными концентрациями сурьмы (в галените, халькопирите, пирите) и таллия (в пирите).

Элементы-примеси в рудах Хандизы представлены широким комплексом: кадмий, серебро, индий, селен, теллур, висмут, таллий, галлий, германий, никель, кобальт, сурьма, мышьяк и др. Намечается общая тенденция снижения концентраций кадмия, селена, индия, и повышения серебра, золота от нижних горизонтов к верхним.

Между различными элементами в рудах существует корреляционная связь, также отражающая особенности рудоотложения. Она устойчива для свинца с цинком, серебром, селеном, для цинка с кадмием, галлием, серебром, для сурьмы с серебром, серебра с золотом (Михайлова, 1975).

На месторождении Хандиза установлены первичные комплексные геохимические ореолы (С. В. Григорян, К. В. Худадян). Выявленный ряд зональностей элементов-примесей в целом совпадает с единым рядом зональности первичных ореолов и имеет вид (сверху вниз): Ag, Zn, Cu, Co, Mo, Sn, V, Ni, Be, Ba. В ореолах надрудной части большую частоту встречаемости имеют Zn, Ba, Ag, Pb, подрудной — Cu, Ni, Co.

Особый интерес представляет характер распределения радиоактивных элементов в рудных зонах месторождения Хандиза. Околорудные зоны изменения контролируются повышенной гамма-активностью урана, тория и калия. Наблюдается положительная корреляция между содержаниями урана и калия (Панкратьев и др., 1975).

Колчеданно-полиметаллические проявления Южного Узбекистана характеризуются типичной зоной окисления — результатом сернокислотного и сульфатно-железистого выщелачивания, которая является косвенным поисковым признаком. Для некоторых характерно образование «железных шляп», представленных в основном гетитовыми, кварц-гетитовыми образованиями с реликтовыми каркасными текстурами, текстурами замещения, выщелачивания.

Гипергенные руды содержат тот же набор элементов-примесей, что и гипогенные; концентрации некоторых из них, например, висмута, серебра, часто выше, чем в первичных, что связано с сорбционными особенностями гидроокислов железа и карбонатной средой.

Приведенный материал показывает, что колчеданно-полиметаллическое оруденение характеризуется многочисленными геологическими факторами локализации. Критерии, разработанные на основе этих данных, необходимо учитывать при оценке и поисках месторождений колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций в Узбекистане.

ГРУППА МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАНЫХ ФОРМАЦИЙ

Месторождения данной группы распространены в северном обрамлении Каракум-Таджикского краевого массива в зоне распространения существенно апотерригенной толщи ($\text{E} - \text{O}_2$).

Они связаны с теми частями разреза, где распространены метавулканы контрастной базальт-диабазитовой формации. Особо благоприятны границы перехода пачек метавулканидов в апотерригенные породы.

Достаточно надежный поисковый критерий — зоны повышенной концентрации сульфидов и, в первую очередь, халькопирита вдоль контактов более поздних даек, с которыми связана регенерация пластовых рудных тел, заключенных в метаморфической толще пород. Здесь также отчетливо выражены зоны диафорированных пород — пропилитизации, карбонат-халькопиритовых метасоматитов, которые играли большую роль при регенерации.

Из многочисленных критериев, расшифровывающих процесс метаморфического преобразования «дометаморфических» руд, наиболее важным является наличие пирротина и магнетита как продуктов термального метаморфизма пирита; катаклаз и цементация метаморфогенного зонального пирита более поздним незональным; наложение на метаморфизованные сфалерит-пиритовые руды продуктов актинолит-эпидотовой, эпидот-хлоритовой фаций пропилитовой формации; пересечение актинолита агрегатами позднего пирита и т. п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Узбекистана известны месторождения разнообразных свинцово-цинковых формаций. Вместе с тем основу свинцово-цинковой промышленности здесь на протяжении всей ее истории составляли месторождения скарново-полиметаллической формации. В последнее время большое практическое значение приобретают стратиформные месторождения, примером которых является Учкулач в Западном Узбекистане и Хандиза в Южном.

Анализ материалов по стратиформным месторождениям центральной части Средней Азии позволил разработать их новую классификацию, в основу которой положена связь этих месторождений с геологическими формациями и комплексами. Намечена соподчиненность выделяемых таксономических единиц: рудноформационная группа — рудная формация — рудноформационный тип. С учетом связи родственных рудных формаций с геологическими комплексами выделены следующие основные рудноформационные группы: 1) карбонат-барит-свинцово-цинковых формаций, ассоциирующая с существенно известняковым комплексом юры; 2) колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, ассоциирующая с терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом нижнего карбона; 3) карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций, ассоциирующая с существенно терригенно-карбонатным комплексом $D_2 - C_1$ и 4) медно-цинково-колчеданных формаций, ассоциирующая с метаморфическим комплексом нижнего палеозоя. Наиболее перспективны из них вторая и третья рудноформационные группы.

Стратиформные месторождения свинца и цинка находятся в пределах «жестких» массивов с отчетливо выраженным гранитно-метаморфическим слоем земной коры в участках, испытавших интенсивную тектоническую или тектоно-магматическую переработку, синхронную с ранними этапами развития окружающих их геосинклиналей. В зависимости от тектоно-металлогенического типа этих процессов формируются месторождения различных рудноформационных групп. С наложенным геосинклинальным типом перера-

ботки Каракумо-Таджикского краевого массива связаны месторождения группы колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, а также медно-цинково-колчеданных. В северной краевой части Каракумо-Таджикского краевого массива в южном направлении медно-цинково-колчеданная минерализация сменяется на колчеданно-полиметаллическую. Это позволяет рассматривать региональную зональность как результат последовательной миграции геосинклинального режима и связанной с ним минерализации в глубь краевого массива. С миогеосинклинальным (резонансно-тектоническим) типом переработки Срединно-Тяньшаньского жесткого массива связано формирование месторождений группы карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций.

По характеру связей с вулканизмом выделяются собственно вулканогенные (группа колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, группа медно-цинково-колчеданных формаций) и удаленно-вулканогенные (группа карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций) месторождения. Особенностью удаленно-вулканогенных месторождений (Учкулач, Калканата, Кульчулак и др.) является неотчетливая связь с вулканизмом. Оруденение обычно располагается в толщах, перекрывающих вулканические сооружения предшествующих эпох (девонский вулканический пояс). Нередко продукты вулканических эксплозий завершающих этапов содержатся в виде осадочно-вулканогенной примеси в рудовмещающих толщах. Значительная оторванность во времени максимума вулканической активности и процессов рудоотложения, отчетливый контроль месторождений тектонически ослабленными зонами, большой вертикальный размах оруденения, соизмеримость масштабов и времени проявления этапов рудообразования с предшествующими вулканическими процессами позволяет предположить более глубокий источник рудообразующих систем месторождений этого класса по сравнению с собственно вулканогенным. Последние в отличие от удаленно-вулканогенных тесно пространственно и во времени сопряжены с активным вулканизмом. Рудообразующие процессы на вулканогенных месторождениях охватывали те же временные интервалы, что и периоды формирования вулкано-тектонических построек, хотя максимумы рудоотложения приходились на периоды ослабления эксплозивной деятельности или следовали за формированием субвулканических или экструзивных образований. Характерна зависимость морфологии и типов оруденения от положения их в вулкано-тектонических структурах. В околожерловых зонах в основном локализуются жилы выполнения и гидротермально-метасоматические руды; в краевых частях — конседиментационных впадинах, — гидротермально-осадочные пластообразные рудные тела.

Формирование стратиформных месторождений свинца и цинка обусловлено сложным сочетанием гидротермально-осадочных, гидротермально-метасоматических и метаморфических (регенерация и ремобилизация) процессов. Процессы рудной седиментации охваты-

вали значительные промежутки времени, однако максимумы разгрузки гидротермальных растворов в водно-иловой среде имели определенные временные интервалы, которые обусловили положение рудных залежей на определенных литолого-стратиграфических уровнях. Характерна зависимость состава и масштабов оруденения от уровней седиментации.

Так, на месторождениях барит-пирит-(марказит)-галенит-сфалеритовой формации существенно баритовые руды (нижняя часть нижеучкулачской подсвиты — тонко переслаивающиеся туфогравелиты, туфоалевролиты, мергели и доломиты) сменяются вверх по разрезу барит пирит-халькопиритовыми с баритом и галенитом (темно-серые доломиты с органическими остатками — амфипорами), далее барит-галенит-сфалеритовыми (верхняя часть нижеучкулачской свиты — переслаивающиеся туфогравелиты с доломитами), галенит-сфалеритовыми и барит-галенит-сфалеритовыми (доломиты верхнеучкулачской подсвиты) и существенно колчеданными (темно-серые обломочные доломиты верхнеучкулачской подсвиты и обломочные известняки ментской свиты).

Несколько иная закономерность в расположении различных типов стратифицированных рудных залежей выявляется для месторождений колчеданно-полиметаллической формации. Они находятся на трех основных литолого-стратиграфических уровнях: существенно колчеданные приурочены к карбонатно-кремнистому горизонту среднего визе, колчеданно-полиметаллические и существенно-полиметаллические к горизонту туфов липаритового порфира с прослоями кремнистых пород верхнего визе и колчеданные руды к отложениям серпухова (туфоалевролиты и туфы липаритового порфира).

Гидротермально-метасоматические процессы наиболее отчетливо выражены на месторождениях колчеданно-полиметаллической формации.

Большое значение в дальнейшем преобразовании месторождений — перегруппировке первичного минерального вещества, переотложении первично-сингенетической рассеянной непромышленной минерализации с образованием концентрированных (псевдоэпигенетических) рудных скоплений имели более поздние метаморфические процессы (регенерация и ремобилизация). Интенсивность их проявления на месторождениях различных рудных формаций неодинакова. На месторождениях группы медно-цинково-колчеданных формаций региональный метаморфизм и наложенные гидротермально-метасоматические процессы нижекарбонатового этапа практически полностью стерли следы первичной седиментогенности руд. На месторождениях группы колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций широко распространены гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические руды. Процесс их регенерации выражен в катаклазе и переотложении сульфидов, метаморфических преобразованиях бисульфидов железа, образовании переотложенных кайм позднего сфалерита около обломков раннего, перегруппировке пластичных минералов — халькопирита, га-

ленина в рудных телах и т. п. В рудах группы карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций в преобразовании их главную роль играли процессы переотложения; динамометаморфизм в них выражен слабо. В зонах интенсивных дислокаций в замках и крыльях складок часто отмечается перераспределение рудного вещества и преобразование первоначально пластовых, согласных рудных тел в рудные тела более сложной морфологии — различного типа штокверковых и жильных ответвлений, субсогласные минерализованные зоны и рудные тела. Очень характерна гидротермальная переработка центральных частей залежей, совпадающая с наиболее тектонически осложненными участками. Наличие среди крупнокристаллических руд гидротермального облика обломков слоистых руд, а также осадочно-диагенетических руд на флангах рудных залежей и другие особенности свидетельствуют о первично гидротермально-осадочном происхождении руд и дальнейшем их преобразовании гидротермальными растворами, которые в основном перераспределяли накопленный материал.

Гидротермально-метасоматические процессы в той или иной степени проявлялись на всех стратиформных месторождениях. Особенно ярко выражены на месторождениях колчеданно-полиметаллической формации. Они сопровождали гидротермально-осадочное рудоотложение на пути продвижения растворов через литифицированную толщу. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в околожерловой зоне и по краям вулканотектонических структур в тектонически ослабленных зонах, контролируемых субвулканическими дайками кислого и среднего состава. Наряду с притвором рудных элементов гидротермальные растворы, воздействуя на седиментогенные руды и рудовмещающую толщу, вызывали перераспределение ранее накопленного материала.

Метасоматические рудные тела на месторождениях колчеданно-полиметаллической формации сопровождаются в основном процессами березитизации. Промышленное гидротермально-метасоматическое оруденение связано с собственно березитовой фацией, анкеритовая и листовенитовая фации имеют преимущественно поисковое значение.

Для группы медно-цинково-колчеданных формаций характерны процессы пропититизации (актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой фаций) и карбонат-хлоритовых метасоматитов, отражающих условия регрессивного метаморфизма (регенерации) ранее сформированных вулканогенно-осадочных руд под влиянием поствулканических процессов, связанных с нижнекарбонным вулканизмом.

Месторождения группы карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций характеризуются низкотемпературным комплексом минералов катагенетических изменений. По составу исходных пород продукты метасоматического преобразования их соответствуют глинисто-карбонатной и кварц-карбонатной фациям аргиллизитовой формации умеренных глубин. Это в основном гидрослюдистые, карбонатные, альбитовые метасоматиты,

отражающие условия преобразования (регенерации) гидротермально-осадочных руд.

Характер метасоматитов, сопутствующих гидротермально-осадочному рудообразованию в условиях диагенеза рудно-илового осадка, в настоящее время еще недостаточно изучен. Однако наличие реликтовых участков гидрослюдистых и каолинитовых образований среди зон березитизации на колчеданно-полиметаллических месторождениях и смешаннослоистых образований среди зон аргиллизации месторождений барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой формации свидетельствуют о формировании их в условиях малых приповерхностных глубин в сравнительно низкотемпературных условиях, несколько различающихся на месторождениях этих двух формаций.

Охарактеризованные в данной работе руды различных групп стратиформных рудных формаций отличаются между собой содержаниями и набором типоморфных элементов-примесей.

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации имеют более сложный набор примесей, сравнительно высокие содержания селена, висмута, серебра, галлия, германия, индия и сурьмы. В пределах этой группы на примере Чакчарского рудного поля, где пространственно обособлены гидротермально-осадочные и метасоматические руды, отчетливо видно, что первые имеют более высокие содержания сурьмы, тогда как метасоматические содержат больше серебра, селена, висмута, мышьяка, индия.

Месторождения халькопирит-сфалерит-колчеданной формации характеризуются относительно высокотемпературным комплексом (мышьяк, селен, висмут, индий) элементов и практическим отсутствием галлия и сурьмы.

Месторождения барит-пирит (марказит)-галенит-сфалеритовой формации отличаются более низкими содержаниями элементов-примесей по сравнению с колчеданно-полиметаллическими, но отчетливо выделяются более высокими содержаниями галлия.

При прогнозировании стратиформных месторождений в каждой из рассмотренных формаций свинца и цинка должны учитываться специфические факторы регионального и локального контроля оруденения — тип тектоно-магматической переработки «жестких» структур, особенности геологического строения рудного поля и положение оруденения в его структуре, литолого-стратиграфические уровни, характер связи с вулканизмом и с конкретной вулканогенной формацией, благоприятное сочетание структурных, литологических, палеотектонических факторов, окологрудные изменения, индикаторная роль продуктов регенерации.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. «Советская геология», 1960, № 5.
- Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений, т. V. Ташкент, 1965.
- Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1958.
- Абрамович Е. Л. Фациальная характеристика средне- и верхнедевонских отложений Приташкентского района на участке гор Калканата и возможность сингенетического накопления свинца в доломитах. «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 3.
- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калканаты (Приташкентский район). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 11.
- Абрамович Е. Л. Стратиформиные свинцовые месторождения Калканаты. Ташкент, 1968.
- Абрамович Е. Л., Плещенко И. В. Среднепалеозойские карбонатные формации Северного Карамазара и Западного Узбекистана и их полиметаллическая рудоносность. В кн.: «Допалеозойские и палеозойские осадочные формации Узбекистана». Ташкент, 1973.
- Абрамович Е. Л., Троянов М. Д. Главнейшие генетические особенности сингенетично-эпигенетичных полиметаллических месторождений Узбекистана. В кн.: «Рудоносные осадочные формации и рудная зональность бассейнов Средней Азии». Л., 1964.
- Абрамович Е. Л., Плещенко И. В., Панин В. М. Условия локализации и закономерности размещения стратифицированного полиметаллического оруденения в карбонатных формациях. В кн.: «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, 1975.
- Акбаров Х. А. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии и некоторые вопросы их поисков и разведки. Ташкент, 1975.
- Андреева О. В. Основные черты окolorудных изменений на месторождениях полиметаллической формации на примере месторождений Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 2.
- Андреева О. В. Физико-химические закономерности метасоматических процессов на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примерах месторождений Тишинское и Хандиза). Автореферат канд. дисс. М., 1973.
- Арапов В. А. История развития Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань). В кн.: «Эволюция вулканизма в истории земли». Тр. I Всес. палеовулканологического симпозиума. М., 1974.
- Арапов В. А., Михайлов В. В., Шаякубов Т. Ш. Палеозойская вулканоплутоническая структура юго-западных отрогов Гиссара. «Узб. геол. ж.», 1971, № 2.

- Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- Архангельская В. В., Вольфсон Ф. И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. М., 1977.
- Асаналиев У. Литологические особенности формирования и размещения стратифицированного свинцово-цинкового оруденения среднего палеозоя Среднего Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс. Ташкент, 1969.
- Асаналиев У. Типы концентраций свинца и цинка в осадочных формациях. В сб. «Стратиформные месторождения цветных металлов». Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР. Чита, 1971.
- Асаналиев У., Попов В. М., Давыдов Г. Н. Стратифицированные месторождения цветных металлов. В сб. «Стратифицированные месторождения цветных металлов». Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР. Чита, 1971.
- Атлас структур промышленных типов эндогенных рудных полей Средней Азии. Ташкент, 1976.
- Ахмеджанов М. А. Карбонатные отложения девона и карбона Чаткало-Кураминских гор и их роль в рудообразовании. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1960.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1977.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. 1, Западный Узбекистан. Ташкент, 1967.
- Бабаев К. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Советская геология», 1964, № 5.
- Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, 1965.
- Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дунин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1971.
- Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З. Формации и некоторые закономерности размещения гидротермальных месторождений Зарафшано-Гиссарской горной системы. В сб. «Вопросы металлогении Узбекистана». ТашПИ, вып. 52, Ташкент, 1969.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, 1966.
- Барышев А. Н., Панкратьев П. В. О рудокластах колчеданно-полиметаллического месторождения Южный Карасан (Юго-Западный Гиссар). ДАН СССР, 1978, т. 241, № 6.
- Барышев А. Н., Крючкин А. М. Новые данные о вулканической структуре и колчеданном оруденении Чакчарского рудного поля (Юго-Западный Гиссар). В сб. «Геология и металлогения Южного Узбекистана». Тр. САИГИМСа, Ташкент, 1979.
- Баталов А. Б., Панкратьев П. В. Генетические типы бисульфидов железа колчеданно-полиметаллической формации гор Сурхантау. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1962.
- Безуглов Э. Д., Кислицын А. Г., Кондаков И. В. Новые данные по стратиграфии кристаллической серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узб. геол. ж.», 1972, № 3.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материка. М., 1966.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фораминиферы Юго-Западного Гиссара. Ташкент, 1969.
- Беспалов В. Ф. Геологическая карта хр. Каратау. Геология окрестностей рудника Байжакская. Мат. по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 5, 1940.
- Беспалов И. М. Стратифицированное свинцово-цинковое оруденение Украинь, его генезис и перспективы. В сб. «Стратиформные месторождения цветных металлов». Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР, Чита, 1971.
- Бетехтин А. Г. О минераграфии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 6.

- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1947, № 5.
- Богданов А. А. Тектоническое развитие палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 1 и 2. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1965, № 6.
- Борисов О. М., Горьковой О. П. Общая характеристика геологических комплексов. В кн. «Региональная металлогения центральной части Средней Азии». Ташкент, 1979.
- Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Роль процессов «наложенной» («отраженной») активизации в развитии земной коры. В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, 1964.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. Л. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов. «Геология рудных месторождений», 1976, № 1.
- Бурыхина З. Е. [и др.]. Минералого-геохимические особенности руд и вопросы генезиса низкотемпературных полиметаллических месторождений Тянь-Шаня. В кн.: «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, 1971.
- Василевский Б. Ф. Дайки и оруденение в Юго-Западных Гиссарях. Ташкент, 1968.
- Виноградов П. Д., Довженко А. Е., Огнев В. Н. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., 1958.
- Власов Г. М. О некоторых принципах выделения магматогенно-рудных систем. «Геология рудных месторождений», 1978, № 2.
- Воронич Т. М. [и др.]. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, 1970.
- Гарьковец В. Г. [и др.]. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент, 1979.
- Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашикан. Ташкент, 1965.
- Голованов И. М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1978.
- Гончарова Т. Я. Закономерности размещения колчеданных руд в вулканогенных комплексах. Вестник МГУ, сер. геол., 1970, № 1.
- Горжевский Д. И. О металлогеническом значении рудных формаций. «Геология рудных месторождений», 1964, № 6.
- Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. XII. М., 1978.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., 1965.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Сравнительная геологическая и металлогеническая характеристика типов свинцово-цинковых провинций Тянь-Шаня и других районов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», том IX. М., 1970.
- Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Систематика колчеданных месторождений. В кн. «Колчеданные месторождения мира». М., 1979.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., 1975.
- Горжевский Д. И., Микунов М. Ф., Филатов Е. И. О металлогеническом значении срединных массивов (на примере свинцово-цинковых провинций). М., 1976.
- Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М., 1977.
- Горжевский Д. И. [и др.]. Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений. «Геотектоника», 1977, № 3.
- Горжевский Д. И. [и др.]. Методические рекомендации по прогнозированию эндогенных рудных месторождений (на примере месторождений свинца и цинка). ЦНИГРИ, М., 1978.

- Далимов Т. Н. [и др.]. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, 1971.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового месторождения (Западное Забайкалье). «Геология рудных месторождений», 1972, № 2.
- Дударов А. Н., Сотников В. И. Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах в термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным (на примере Сорского молибденового месторождения). В сб. «Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах». М., 1971.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., 1968.
- Жариков В. А., Омельченко Б. И. Классификация метасоматитов. В кн. «Метасоматизм и рудообразование». М., 1978.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 5.
- Зеленская Н. В., Михайлова Ю. В. О формах нахождения серебра и висмута в галенитах рудопроявления Южного Карасаи (Южный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1972, № 3.
- Зеленская Н. В., Панкратьев П. В. Типоморфизм золота колчеданно-полиметаллического месторождения Хандиза (Южный Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, Ташкент, 1975.
- Иванкин П. Ф., Иншин Н. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. Зап. ВМО, 1950, № 2.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, 1962.
- Искандеров Э. Особенности размещения полиметаллических руд Северного Нуратау (на основе изучения теплофизических свойств рудовмещающих пород). Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1970.
- Карабаев К. К. Особенности распределения ртути в альпийской рудной зоне хр. Кугитаг. Ташкент, 1973.
- Карпова Е. Д. Тянь-Шань и Центральные Кызылкумы. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 4. М., 1968.
- Карпунин П. М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., 1974.
- Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, 1970.
- Ковриго О. А. Металлоносность района левобережья верхнего течения реки Сайрам (Западный Таласс). Тр. ИГН АН КазССР, т. 15, 1966.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан). Тр. Геол. института АН СССР, вып. 4, 1956.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии (тезисы докл. совещ. по проблеме тектоники). М., 1962.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., 1973.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л., 1973.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., 1970.
- Крейтер В. М. Поиск и разведка полезных ископаемых. М.—Л., 1940.
- Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л., 1978.
- Куденко А. Г., Куденко А. А. Способ оценки запасов месторождений карбонатных свинцовых руд. Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья. Бюллетень № 18. Алма-Ата, 1971.
- Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975.

- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., 1966.
- Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, 1975.
- Кузнецов В. А. [и др.]. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1965.
- Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, 1975.
- Кузьмина И. П. Экспериментальное изучение образования свинца в водных растворах хлористых солей. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
- Кутырев Э. И. Свинец и цинк. В кн. «Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые». Л., 1978.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Фрунзе, 1968.
- Ли В. Г., Митряева Н. М. Ассоциация свинцово-цинково-железо-марганцевой и барито-медно-свинцово-цинковой формации. В кн. «Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка». Алма-Ата, 1978.
- Магакьян И. Г. Главнейшие промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, вторая сер., вып. 4, 1950.
- Магакьян И. Г. Опыт классификаций рудных формаций СССР. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
- Малахов А. А. Опыт систематики эндогенных рудных формаций вольфрама, молибдена, висмута, олова, меди, марганца, свинца и цинка, ртути и сурьмы, флюорита, волластонита и алунита. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана». Ташкент, 1968.
- Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана, т. 1. Ташкент, 1976.
- Мирходжаев И. М. Околорудный метаморфизм и его роль в типизации полиметаллических месторождений Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1961, № 2.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. К. К генезису полиметаллических руд Атаусуйского района. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1965, № 4.
- Михайлова Ю. В. Селен и теллур в рудах эндогенных рудопроявлений Чакчарских и Яккабагских гор (Южный Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20. Ташкент, 1969.
- Михайлова Ю. В. Некоторые особенности распределения золота в сульфидных рудопроявлениях Чакчарских и Яккабагских гор (Южный Узбекистан). В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана». Ташкент, 1970.
- Михайлова Ю. В. Некоторые результаты изучения корреляционных связей элементов в рудах колчеданно-полиметаллического месторождения Хандиза. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28. Ташкент, 1975.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Элементы-примеси колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана. В сб. «Вопросы геологии, петрографии и минералогии Узбекистана». Ташкент, 1966.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Некоторые особенности распределения висмута в сульфидах рудопроявлений Юго-Западного Гиссара. В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана». Ташкент, 1970.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В., Лазуренко В. И. Некоторые особенности проявления золото-медной минерализации Чапух-Дандончоканской перспективной полосы (УзССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 26. Ташкент, 1973.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В., Розенблит Л. И. Распределение свинца, цинка, меди и элементов-примесей в рудах месторождения Хандиза (Южный Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 27. Ташкент, 1974.
- Михайлова Ю. В. [и др.]. О серебронасности Хандизинского колчеданно-

- полиметаллического месторождения. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29. Ташкент, 1976.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В., Исхаков К. Геолого-генетические особенности медно-колчеданного месторождения Кульдара (Южный Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 30. Ташкент, 1977.
- Моисеева М. И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта. Ташкент, 1969.
- Муратов З. М. Рутил из Яккабагских гор. Зап. Узб. Отд. ВМО, вып. 12—16. Ташкент, 1964.
- Муратов З. М. Роль рудовмещающих пород в рудообразовании Хандизинского рудопроявления. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, 1965.
- Набиев К. А. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений Западного Узбекистана. Ташкент, 1976.
- Набиев К. А. Рудоносность карбонатной формации девона и карбона Западного Узбекистана. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, 1970.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. Проблемы советской геологии, т. I (I), 1933.
- Обручев В. А. Рудные месторождения, ч. I. Изд-во Московской горной академии, 1928.
- Овчинников Л. Н., Баранов Э. П. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1970, № 2.
- Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент, 1979.
- Панин В. М. Фациально-литологические особенности формирования девонских мелководных прибрежных карбонатных формаций гор Хаибандытау и некоторые вопросы их рудогенеза. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1974.
- Панин В. М., Шилов Л. И., Гладких А. В. Изотопный состав свинца Учкулачского рудного поля. Зап. Узб. Отд. ВМО, вып. 32. Ташкент, 1979.
- Панкратьев П. В. О рудопроявлениях колчеданно-подиметаллического типа юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Южный Узбекистан). В кн. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Ташкент, 1963.
- Панкратьев П. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Юго-Западного Гиссара (на примере Хандизы). Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1965.
- Панкратьев П. В. О вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических рудах Юго-Западного Гиссара. «Узб. геол. ж.», 1977, № 5.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, 1971.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Температурные условия формирования полиметаллических руд Южного Узбекистана (на основе данных декрепитации). В сб. «Металлогения и геохимия Узбекистана», Ташкент, 1974.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Типы метасоматитов колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Западного Гиссара (Средняя Азия). Тезисы докладов по материалам Всесоюзного симпозиума «Метасоматизм и колчеданное оруденение». Ереван, 1975.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Геолого-геохимические основы крупномасштабного прогнозирования колчеданно-полиметаллических руд в Юго-Западном Гиссаре (Средняя Азия). В сб. «Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка». Тр. ЦНИГРИ, М., 1977.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Металлогенические особенности свинцово-цинкового оруденения. В кн. «Региональная металлогения центральной части Средней Азии». Ташкент, 1979.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Минералого-геохимические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Узбекистана как критерий их поисков и оценки. В сб. «Геология и металлогения Южного Узбекистана». Тр. САИГИМСа. Ташкент, 1979.

- Панкратьев П. В., Искандеров Э. Особенности образования халькопирита в колчеданно-полиметаллических рудопоявлениях Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 19, 1966.
- Панкратьев П. В., Горьковой О. П. Металлогенетическая специфика различных типов наложенных тектоно-магматических процессов (на примере полиметаллических проявлений Средней Азии). Тезисы докладов IX Всесоюз. металлогенет. совещания. Ташкент, 1979.
- Панкратьев П. В., Климов В. И., Магдиев Р. А. Уран, торий, калий как индикаторы колчеданно-полиметаллических руд (на примере месторождения Хандиза, Южный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1975, № 2.
- Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В., Видусов Т. Э. Типы руд и генетические особенности месторождения Учкулач (участок Дальний). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32. Ташкент, 1978.
- Панкратьев П. В., Деисенко Е. А., Малахов Д. А., Михайлова Ю. В. Пример сравнительного изучения вариаций δS^{34} сульфидов двух колчеданных месторождений (Южный Урал, Юго-Западный Гиссар). «Узб. геол. ж.», 1973, № 2.
- Париллов Ю. С., Неталиева Т. Д. Вхождение серебра в сфалерит свинцово-цинковых месторождений в форме галлоидных соединений. «Геохимия», 1973, № 3.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5, 6.
- Перваго В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., 1975.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М., 1973.
- Плещенко И. В., Корнеева З. М. Закономерности размещения оруденения в стратиформном полиметаллическом месторождении Кульчулак. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32. Ташкент, 1979.
- Плещенко И. В., Панин В. М., Корнеева З. М., Мельников В. В. Фациально-литологические условия формирования одного из полиметаллических месторождений Юго-Западного Узбекистана. В сб. «Стратиформные месторождения цветных металлов». Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР. Чита, 1971.
- Покровский А. В. Южно-Гиссарский шов — граница герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня (УзССР, ТаджССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 26, 1973.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, 1974.
- Покровский А. В., Панкратьев П. В. Дайки и их отношение к оруденению на рудопоявлении Хандиза (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета Наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.
- Попов В. И. Ядра роста материков и развитие земной коры. В сб. «Строение и развитие земной коры». Ташкент, 1964.
- Попов В. И., Шевченко О. Д., Запроматов З. Ю. Схема геологического и структурно-формационного районирования территории Узбекистана. В кн. «Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана». Ч. I. Ташкент, 1976.
- Попов В. М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов. В сб. «Состояние и задачи советской литологии», т. I. М., 1970.
- Попов В. М. Некоторые вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений. «Советская геология», 1976, № 11.
- Поршняков Г. С. Герцинды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс. Л., 1968.

- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.
- Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и методы их поисков. Ташкент, 1974.
- Промышленно-генетическая классификация медных и свинцово-цинковых месторождений стран СЭВ (информация о первом этапе разработки темы 1.4 «Сырье для цветной металлургии — медные и свинцово-цинковые руды»). Постоянная Комиссия по геологии. Отдел геологии Секретариата Совета. Изд-во ЦНИГРИ. М., 1973, 32 с. Авт.: М. Стайков, В. Милев, И. Анева и др.
- Пустовалов Л. Б. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. В сб. «Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». М., 1966.
- Радкевич Е. А. Металлогенические провинции тихоокеанского рудного пояса. М., 1977.
- Рахимов Ш. Х. Геолого-структурные условия локализации скарново-полиметаллических месторождений Карамазара. Ташкент, 1978.
- Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент, 1979.
- Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1968.
- Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях. В кн. «Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые». Л., 1978.
- Савельев А. К. Геология баритовых месторождений. М., 1978.
- Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., 1966.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., 1962.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., 1969.
- Смирнов В. И. [и др.]. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1970, № 6.
- Смирнов В. И. Генезис стратиформных рудных месторождений. В сб. «Стратиформные месторождения цветных металлов». Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР, Чита, 1971.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., 1976.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Западной части Северного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 2.
- Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка. В кн. «Рудные месторождения СССР», т. 2. М., 1974.
- Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Ниггли «Систематика рудных месторождений». «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 1.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Избр. труды. Изд. АН СССР. М., 1955.
- Снайдер Ф. Г., Гердeman П. Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. В кн. «Рудные месторождения США». М., 1972.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., 1966.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., 1977.
- Томсон И. Н. Структура рудных районов в областях мезозойской активизации Востока СССР. Автореферат докт. дисс. М., 1972.
- Троянов М. Д. К вопросу о генезисе полиметаллического оруденения Западного Узбекистана. В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана». Ташкент, 1966.

- Турсебеков А. Х., Бадалов С. Т., Коломиченко В. П. Минерало-геохимические особенности стратиформного полиметаллического месторождения Кульчулак (Алмалыкский район УзССР). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 29, Ташкент, 1976.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1931.
- Филатов Е. И. К проблеме стратиформных месторождений Сибири и Дальнего Востока. «Геология рудных месторождений», 1978, № 5.
- Фремд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры восточно-сибирского вулканического пояса. Томск, 1972.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, 1969.
- Хамрабаев И. Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. В сб. «Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня». Тезисы докладов IX Всесоюз. металлоген. совещания. Ташкент, 1979.
- Хамрабаев И. Х., Панкратьев П. В., Далимов Т. Н. Вулканогенно-гидротермальная полиметаллическая минерализация Западных отрогов Тянь-Шаня (Средняя Азия). Тезисы докладов симпозиума «ЯГОД» между ассоциации по генезису рудных месторождений в г. Варне (Болгария), 1974.
- Хамрабаев И. Х., Баратов Р. Б., Борисов О. М. Основные черты тектоники, магматизма и металлогении. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Основные черты эндогенной металлогении Казахстанско-Среднеазиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса. В сб. «Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня». Тезисы докладов IX Всесоюз. металлоген. совещания. Ташкент, 1979.
- Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л., 1978.
- Хохлов В. А., Головин В. Е. Типы догерцинских магматических формаций и магмоконтролирующих структур Южного Узбекистана. ДАН СССР, сер. геол., 1972, № 2.
- Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена. «Геология рудных месторождений», 1959, № 6.
- Чеботарев Г. М. О распределении таллия в минералах одного из полиметаллических рудных полей Узбекистана. В сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Ташкент, 1964.
- Чеботарев Г. М. К геохимической характеристике полиметаллических месторождений Западного Узбекистана. Научн. труды ТашГУ, вып. 234, геология. Ташкент, 1964.
- Чеботарев Г. М. Минералогия и некоторые вопросы генезиса полиметаллических месторождений Учкулачского рудного поля. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1965.
- Чеботарев Г. М. Некоторые вопросы генезиса Западно-Узбекистанских полиметаллических месторождений. В сб. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана». Ташкент, 1966.
- Чеботарев Г. М. О проявлениях флюоритовой минерализации в Учкулачском рудном районе (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Чеботарев Г. М., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы свинцово-цинковых месторождений Учкулачского рудного поля (Средняя Азия). В сб. «Изотопы серы и вопросы рудообразования». М., 1967.
- Чеботарев Г. М., Хамрабаев И. Х., Волков Ю. А. О реньерите в барито-полиметаллических рудах Западного Узбекистана. В сб. «Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений». Л., 1975.
- Чухров Ф. В. Некоторые вопросы генезиса месторождений в вулканогенных толщах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1974, № 1.
- Чухров Ф. В. О рудообразовании из вадозных растворов. «Геология рудных месторождений». 1974, № 3.

- Шадлуи Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 2.
- Шадлуи Т. Н., Добровольская М. Г. Рудные формации свинцово-цинковых месторождений. В кн. «Рудные формации эндогенных месторождений», т. II, М., 1976.
- Шадлуи Т. Н., Тронева Н. В., Вяльсов Л. Н., Басова Г. В. Первая находка никельсодержащего карролита в стратиформном свинцово-цинковом месторождении СССР. «Геология рудных месторождений», 1979, № 6.
- Шарипов Т. Т. Вещественный состав и особенности условий формирования субвулканических интрузий хребта Сурхантау. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1972.
- Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализаций при металлогенических исследованиях рудных районов». М., 1965.
- Шаякубов Т. Ш. Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. Ташкент, 1978.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур земли. Труды ВНИИ-1, вып. 15. Магадан, 1959.
- Шмелев А. Г. Геология и перспективы рудоносности Хандизинского рудного поля. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1975.
- Шмулевич А. Д., Вировец В. В. О тектонической основе для мелко-масштабных прогнозно-металлогенических исследований. В сб. «Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии», вып. 8. Ташкент, 1969.
- Шмулевич А. Д. [и др.]. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., 1970.
- Шмулевич А. Д. [и др.]. Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и методы их поисков. Ташкент, 1974.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., 1958.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., 1968.
- Щеглов А. Д. О телетермальных полиметаллических месторождениях и их месте в металлогении областей автономной активизации. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Фрунзе, 1970.
- Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1964, № 5.
- Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
- Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. В кн. «Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Алма-Ата, 1977.
- Щерба Г. Н. Новый этап в изучении геологии и металлогении Казахстана. Вестник АН КазССР, 1977, № 2.
- Эндогенные рудные формации Узбекистана, том I. Ташкент, 1966.
- Эндогенные рудные формации Узбекистана, том II. Ташкент, 1968.
- Яковлев Г. Ф. [и др.]. Первичные и преобразованные вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая. В кн. «Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая» (Труды совещания по генезису Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, г. Усть-Каменогорск, 25 августа — 3 сентября 1976 г.). Алма-Ата, 1977.
- Яковлев Г. Ф. [и др.]. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения. М., 1978.
- Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., 1973.
- Laznicka P. Lead deposits in the global plate tectonic model «Geol. Assoc. Can. Spec. Pap», 1976, N 14.
- Lafitte P. Cartographie metallogenic et gites stratiformes. Econ. geol. Mono., N 3, USA, 1967.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные черты геологического строения и металлогении свинца и цинка центральной части Средней Азии	6
Глава II. Группа карбонат-барит-свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых формаций	26
Глава III. Группа колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций	93
Глава IV. Группа медно-цинково-колчеданных формаций	183
Глава V. Текстуры и структуры руд стратиформных месторождений	203
Глава VI. Главнейшие факторы контроля и поисковые признаки стратиформного свинцово-цинкового оруденения	226
Заключение	239
Литература	244

**Петр Владимирович Панкратьев,
Юлия Викторовна Михайлова**

**РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА**

*Утверждено к печати Ученым Советом
Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *Е. И. Владимиров*
Технический редактор *В. М. Тарахович*
Корректор *Н. В. Хазова*

ИБ № 1277

Сдано в набор 8. 01. 81. Подписано к печати 26. 03. 81. P04561. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ.
л. 16.0. Уч.-изд. л. 15,7. Тираж 1000. Заказ 4. Цена 2 р. 70 к.

Адрес Издательства: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

*В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „ФАН“ УЗССР
ВЫШЛА В СВЕТ*

**МОНОГРАФИЯ «РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ»**

На русском языке 11 изд. л.

Цена 1 р. 80 к.

В монографии впервые обобщены результаты комплексного изучения редких элементов в новых формационных типах гранитоидов в Среднем и Южном Тянь-Шане. Рассматриваются закономерности размещения наиболее характерных рудопоявлений редких элементов, их петрографо-геохимический и минералогический составы, принципы типизации и условия образования, перспективность территорий Средней Азии на эти элементы. Особое внимание уделяется методике работ.

Для научных работников, геологов-производственников, интересующихся вопросами изучения редких элементов в эндогенных рудных формациях.

5129