С. А. Мовсесян, М. П. Исаенко

КОМПЛЕКСНЫЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С. А. Мовсесян, М. П. Исаенко

КОМПЛЕКСНЫЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1898

МОСКВА «НЕДРА»
1974

УДК 553.462.43

Мовсесян С. А., Исаенко М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., «Недра», 1974, 344 с.

Монография посвящена одному из важнейших вопросов прикладной геологии — описанию комплексных медно-молибденовых месторождений штокверкового типа, имеющих важное значение в производстве меди, молибдена, рения и ряда других ценных попутных элементов. Она освещает геологию, минералогию, типы руд и генезис этого типа месторождений и возможные районы их распространения как в пределах СССР, так и в других странах мира. В работе детально охарактеризованы минеральный состав и строение медно-молибденовых руд, имеющие значение при установлении генезиса месторождений, а также при комплексной переработке руды.

Монография представляет особый интерес для геологов, занимающихся постановкой геолого-поисковых работ на месторождениях полезных ископаемых постмагматического генезиса, а также вопросами прогнозной оценки территорий развития малых порфировых интрузий и гидротермально измененных пород.

Работа может быть рекомендована рудничным геологам и обогатителям специальных горно-обогатительных комбинатов, а также преподавателям, аспирантам и студентам горных и геологоразведочных вузов и техникумов.

Табл.— 24, ил. 101, список лит. — 177 назв.

М $\frac{20803-561}{043(01)-74}$ 73—74

© Издательство «Недра», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей работа представляет собой сводку фактического материала по штокверковым медно-молибденовым месторождениям мира, которые в зарубежной литературе получили название порфировых (porphyry copper).

Своеобразная рудная формация включает месторождения, обладающие ярко выраженной спецификой геологии и вещественного состава, обычно представляющие крупные штокверки прожилково-вкрапленных руд с низким содержанием металлов.

Этот тип месторождений играет очень важную роль в мировом балансе запасов и добычи таких важнейших металлов, как медь, молибден, рений, селен, теллур, золото и серебро, и его значение возрастает с каждым годом. Всемирной известностью пользуются знаменитые медно-молибденовые месторождения США, Чили, СССР, Канады, Перу. В настоящее время месторождения медно-молибденовой формации США (Бингем, Моренси, Сан-Мануэль, Клаймакс и др.) занимают первое место в мире по добыче меди, молибдена и рения; месторождения Чили (Эль-Теньенте, Чукикамата, Эль-Сальвадор и др.) — второе; третье — месторождения Перу (Мичикилья, Токепала, Куахоне и др.). Месторождения этой формации в Канаде (Бренда, Бетлехем, Эндако и др.) в последнее время заняли первое место в экономике страны.

В СССР месторождения подобного типа (Каджаран, Кальмакыр и др.) являются основными поставщиками меди, молибдена и рения. Важное промышленное значение имеют медно-молибденовые штокверковые месторождения в Болгарии и Монголии.

Экономике, геологии, минералогии и генезису медно-молибденовых штокверковых месторождений посвящены многочисленные монографии и статьи. Большой вклад в изучение этой проблемы внесли работы С. Т. Бадалова, К. С. Газизовой, К. А. Карамяна, А. В. Королева, И. Г. Магакьяна, С. С. Мкртчяна, С. А. Мовсесяна, И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, В. И. Сотникова, Н. А. Хрущева, Ф. В. Чухрова и др. Ценная информация по ряду важнейших медно-молибденовых месторождений Америки содержится в коллективной монографии «Рудные месторождения США» под редакцией профессора Дж. Риджа (1972 г., 1973 г.) и «Геология медных порфировых месторождений юго-запада Северной Америки» под редакцией С. Титлея и К. Хикса (1966 г.).

Авторами собран и критически проанализирован огромный фактический материал. Характеристика геологии, вещественного состава и типов руд медно-молибденовых месторождений Армении составлена по результатам исследований, выполнявшихся авторами в течение многих лет, а также на основании изучения фондового материала и специальной литературы.

В книге кратко охарактеризованы главнейшие геотектонические провинции, в которых локализованы штокверковые медно-молибденовые месторождения. Далее следует описание отдельных месторождений, обычно по единому плану. Вначале приведены экономические сведения о разведке и эксплуатации месторождения, его запасах и качестве руд. Далее описываются геологическое строение, структура, морфология рудных тел, контроль локализации оруденения, гидротермальный метаморфизм вмещающих пород. Особое внимание уделено характеристике минерального состава и текстурно-структурным особенностям руд, зональности пространственного размещения гипогенной и гипергенной минерализации, а также последовательности минералообразования и качественной характеристике руд. И, наконец, рассматриваются вопросы генезиса.

Наиболее всесторонне охарактеризована минералогия месторождений Армении, скрупулезно изученная авторами и другими исследователями с применением новейших методов. Большое внимание уделено особенностям диагностики гипогенных и особенно гипергенных минералов, которые на многих месторождениях этого типа недостаточно изучены. Приведено детальное описание характерных типов структур и текстур руд. Широко применялся структурно-текстурный анализ руд для выделения минеральных ассоциаций, парагенезисов, генераций минералов с целью выяснения условий и последовательности гипогенного и гипергенного минералообразования.

В монографии кратко изложена проблема генезиса медно-молибденового оруденения, геологические основы прогнозирования и поисков промышленных месторождений.

Основная часть переводов английской литературы выполнена Е. Л. Афанасьевой; ею же оформлена иностранная библиография. Авторы приносят ей благодарность.

Большую помощь в выполнении полевых и лабораторных исследований медно-молибденовых месторождений Армянской ССР оказали рудничные геологи Каджаранского, Агаракского и Дастакертского медно-молибденовых комбинатов, а также сотрудники геологических партий Управления геологии Армянской ССР. Авторы приносят всем глубокую благодарность.

Авторы признательны профессору ИГЕМ АН СССР Ф. И. Вольфсону и академику Армянской ССР И. Г. Магакьяну за ряд ценных советов и указаний, которые были учтены при подготовке рукописи к печати.

ВВЕДЕНИЕ

Комплексные медно-молибденовые штокверковые месторождения как в СССР, так и в ряде зарубежных стран (США, Чили, Канада, Перу, Мексика, НРБ, МНР и др.) представляют собой крупные промышленные объекты. Их геологическая характеристика и экономическое значение определяются следующими главнейшими факторами: идентичностью структурно-геологического строения, минерального состава, текстур и структур руд и вмещающих пород; комплексным характером руд и их высокой обогатимостью; большими запасами руды в недрах с низким содержанием металлов; благоприятной формой рудных тел (штокверков), позволяющей эксплуатацию месторождений открытым способом.

Термины «медно-порфировые», «рассеянные медные», «медно-молибденовые», «молибденово-медные» употребляются в литературе как синонимы месторождений, представляющих собой характерную группу постмагматических эндогенных месторождений, известную под названием медно-молибденовой рудной формации (Магакьян, 1969).

Медно-молибденовые месторождения обычно образуют штокверки, иногда включающие рудные жилы и брекчиевые зоны. Форма штокверков в плане — изометричная, кольцеобразная или линзообразная. Размеры месторождений в плане достигают 4—6 км^2, протяженность на глубину 1000 м.

Большая часть медно-молибденовых месторождений отрабатывается карьерами, в которых ежегодно добываются десятки миллионов тонн руды. Карьер на месторождении Бингем (США) достиг глубины 750 м при ширине около 3200 м. С начала его эксплуатации вынуто более 2000 млн. т руды и пустых пород. Медно-молибденовые месторождения СССР отрабатываются только открытым способом, зарубежные — как открытым, так и подземным (Клаймакс, Сан-Мануэль, Эль-Теньенте).

Медно-молибденовые месторождения характеризуются крупными запасами руды, которые измеряются сотнями миллионов, а иногда и миллиардов тонн (например, общие запасы руды месторождения Моренси в США составляют 1,2 млрд. т).

Из комплексных медно-молибденовых руд извлекаются медь и молибден, а также попутно в медных концентратах золото, серебро, селен, теллур, висмут, а в молибденовых — рений, селен, теллур. На некоторых месторождениях мира (например, в западных штатах США и в штате Британская Колумбия Канады)

попутно извлекается вольфрам (из гюбнеритового концентрата), олово (из касситеритового концентрата), пирит, монацит, окись молибдена.

Главные промышленные минералы, представленные халькопиритом и молибденитом, в отдельных случаях борнитом, халькозином и энаргитом, развиты в рудах в переменных количествах — от преобладания минералов меди до преобладания молибденита, с переходом от медных руд через молибденово-медные, медно-молибденовые к молибденовым. Среднее содержание меди в промышленных медно-молибденовых рудах колеблется от 0,3 до 1,7%, а молибдена от 0,005 до 0,1%. Промышленное значение имеют сульфидные и окисленные медные руды. Среднезернистые прожилково-вкрапленные сульфидные медно-молибденовые руды хорошо обогащаются методом флотации. В медных концентратах должно быть не менее 10% меди. Из окисленных и смешанных руд медь излекается методом выщелачивания.

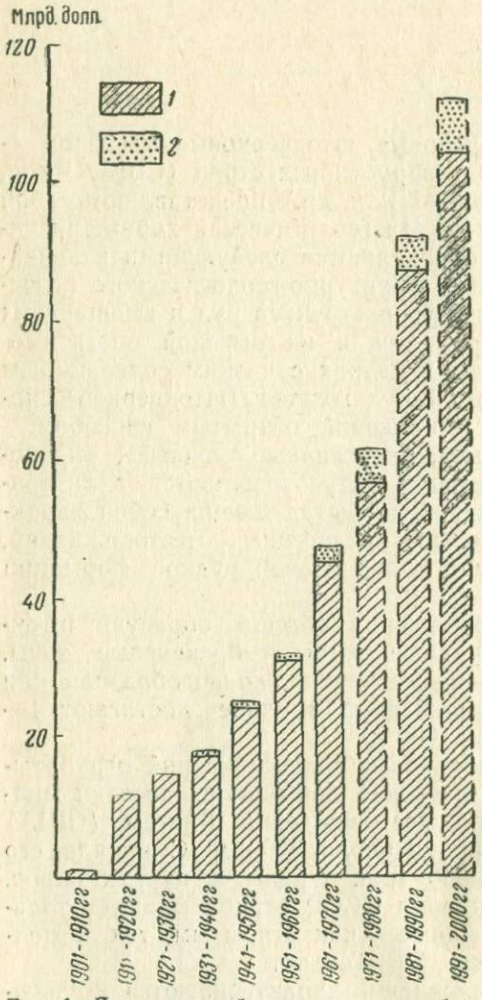


Рис. 1. Динамика добычи меди и молибдена в мировом промышленном производстве. По *Н. А. Быховеру*, 1971

1 — медь; *2* — молибден

Комплексные медно-молибденовые месторождения имеют огромное значение в производстве меди, молибдена и рения. Добыча этих металлов во всех странах мира развивается исключительно высокими темпами (рис. 1).

Из цветных металлов медь по масштабам применения в народном хозяйстве является вторым металлом после алюминия. В 1970 г. производство первичного алюминия в капиталистических и развивающихся странах составило больше 10 млн. т; выплавка меди в этом же году — 5 млн. т. («Минеральные ресурсы», 1972 г.). Применяется металл в чистом виде, в спла-

вах в электротехнике и электронике (35%), в строительстве (20%), в производстве промышленных машин и оборудования (17%), в производстве бытовых товаров (16%), в автомобильной и химической промышленности (10%), а также в строительстве опреснительных установок, в аэронавтике и космонавтике. На Лондонской бирже металлов среднегодовая цена на рафинированную медь в 1970 г. составляла 1411 долл. за 1 т.

Одним из главных промышленных типов месторождений меди являются комплексные медно-молибденовые (табл. 1) месторождения штокверкового типа.

Таблица 1

Промышленные типы эндогенных месторождений меди

Промышленный тип	Содержание в руде металла, %	% от мировых запасов металла	% от мировой добычи металла	Месторождения
Штокверковые медно-молибденовые	Cu 0,44—0,95 Mo 0,005—0,1 Au до 0,6 г/т Ag 2—6 г/т Re, Se, Te, Bi	40—45	60	Каджаран, Кальмакыр, Коунрад и др. (СССР); Моренси, Сан-Мануэль, Нью-Корнелия и др. (США); Чукикамата, Эль-Сальвадор, Эль-Теньенте и др. (Чили); Эндако, Бренда, Бетлехем и др. (Канада); Токепала, Куахоне и др. (Перу); Шанси и др. (Китай); НРБ; МНР, Югославия
Медистые песчаники	Cu 3—5 Cu от более 0,7	40—45	18	Джезказган и др. (СССР); Замбия и Заир (Африка)
Колчеданные	До 1,5—5	6	10	Урал, Сев. Кавказ, Малый Кавказ и др. (СССР); Рио-Тинто и др. (Испания)
Медно-никелевые залежи и жилы	Cu 0,5—2 Ni 0,3—3 Pt + Pd Co, Se, Te, Ag, Au	6	6	Норильск, Талнах и др. (СССР); Седбери, Линн и др. (Канада)
Жильные медно-мышьяковые	Cu 1—10 As 0,5—5	2	5	Бьютт (США)
Пирротин-халькопиритовые залежи в скарнах	Cu 2—8	1	1	Турьинские рудные и др. (СССР); Бисби (США)

Молибден — типичный легирующий металл, который добавляется в небольшом количестве (0,15—0,55% Mo) в специальные стали, используемые в электротехнической, электронной, автомобильной промышленности и в общем машиностроении. Он широко

применяется в производстве специальных сплавов и стеллитов с вольфрамом, никелем, кобальтом, хромом, рением и др. Незначительная часть молибдена потребляется в химической (краски) и керамической (пигмент, катализаторы) промышленности.

Молибденит применяется как смазка для трущихся частей машин при высокой температуре.

В сульфидных медно-молибденовых рудах промышленным минералом является молибденит. Руды хорошо флотируются с извлечением молибденита в концентрат до 95%. Вредные примеси в молибденовом концентрате — медь (более 0,5—2,0%), фосфор (более 0,07—0,15%), мышьяк (более 0,07%) и кварц (более 5—9%). Окисленные руды с вторичными молибденовыми минералами: повеллит, вульфенит, ферримолибдит, ильземанит, сульфаты молибдена и молибденсодержащие гидроокислы железа (Клаймакс) не разрабатываются по техническим условиям. Главным промышленным типом месторождений молибдена являются штокверковые, медно-молибденовые (табл. 2).

Таблица 2

Промышленные типы постмагматических месторождений молибдена

Промышленный тип	Содержание Mo в руде, %	% от мировых запасов металла	% от мировой добычи металла	Месторождения
Штокверковые медно-молибденовые	В простых рудах 0,1—0,4; в комплексных рудах 0,005—0,01	Более 95	Более 95	Каджаран, Кальмакыр, Сорское и др. (СССР); Клаймакс Гендерсон, Моренси, Бингем, Сан-Мануэль и др. (США); Эндако, Бренда, Гаспе, Бетлехем и др. (Канада); Чукикамата, Эль-Сальвадор, Эль-Теньенте и др. (Чили); Токепала, Куахоне и др. (Перу); Шанси, Тиндуичен и др. (Китай)
Жильные молибденит-кварцевые	0,5—2,0	3	4	Восточный Коунрад, Умальта и др. (СССР); Квеста I (США); Кнабен (Норвегия); Канада; Китай
Скарновые молибденит-шеелитовые залежи	0,1—1,0 WO_3 от 0,3—0,8 до 2—3	2	1	Тырныауз и др. (СССР); Азгур и др. (Марокко); Китай

Мировые запасы молибдена составляют первые миллионы тонн, общие запасы молибдена в капиталистических и развивающихся странах оцениваются в 4,6 млн. т (Быховер, 1971). За период 1960—1970 гг. разведанные запасы молибдена в СССР увеличи-

лись в три раза. Ежегодная мировая добыча исчисляется десятками тысяч тонн концентрата (65 тыс. т в 1968 г., 72 тыс. т в 1970 г.) с содержанием молибдена в концентрате более 51%; предполагаемая ежегодная добыча молибденового концентрата за период 1971—2000 гг. возрастет до 80 тыс. т. На мировом капиталистическом рынке цена на молибден в концентрате в 1970 г. составляла 3350—3780 долл. за 1 т.

Рений впервые был обнаружен в молибдените в 1925 г. Он ценится в два раза дороже золота. Используется в термоэлементах, в виде рениевых покрытий вольфрамовых нитей электроламп (что повышает срок их службы в несколько раз), в термопарах для измерения температур до 2000° С, в качестве катализатора, в сплавах для наконечников автоматических ручек. Рению обеспечено очень широкое применение в радиотехнике, телевидении, вакуумной технике. Это типичный рассеянный металл, связанный главным образом с молибденитом. Пока известен один самостоятельный минерал рения — джезказганит, который был встречен в медистых песчаниках. Основным минеральным сырьем для извлечения рения являются медно-молибденовые руды, из которых в процессе обогащения получают молибденовые концентраты и молибденовые промышленные продукты. В молибденовых концентратах содержание рения колеблется от 0,05 до 100—400 г/т и более.

Второстепенные источники рения — медные концентраты (содержат до 5 г/т рения), полученные при обогащении медно-молибденовых руд. При плавке медных концентратов рений концентрируется в конверторной пыли.

Мировые запасы рения не учтены. Главным образом запасы рения сосредоточены в США (комплексные медно-молибденовые месторождения), в ГДР (Мансфельд, черные сланцы), в СССР (медно-молибденовые месторождения).

В ближайшие годы добыча рения достигнет десятков тонн в год.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ШТОКВЕРКОВЫХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Комплексные медно-молибденовые месторождения широко распространены в мире. Они известны в СССР (Армения, Казахстан, Узбекистан, Хакасия, Забайкалье, Камчатка), в юго-западных штатах США, в Чили, Перу, Канаде, Мексике, на Японских и Филиппинских островах, на Балканском полуострове (Болгария, Югославия, Румыния), в МНР, Иране, Пакистане и в других странах (рис. 2). Регионально-геологические закономерности размещения медно-молибденовых месторождений позволили авторам выделить семь главнейших медно-молибденовых металлогенических провинций мира с крупными месторождениями промышленного значения (рис. 3).

Особенно важное промышленное значение имеют месторождения рудных провинций, расположенных в пределах мезо-кайнозойских областей,— Тихоокеанский и Средиземноморский пояса (Канада, США, Мексика, Перу, Чили, СССР (Армения) и др.). В СССР промышленными также являются медно-молибденовые месторождения палеозойского возраста. Н. А. Хрущев (1961) приводит ориентировочные цифры распределения запасов молибдена в месторождениях из разных металлогенических эпох: альпийские — 47%, киммерийские — 28%, герцинские — 21%, каледонские — 3%, докембрийские — 1%.

В каждой рудной провинции медно-молибденовые месторождения по соотношению основных компонентов меди и молибдена подразделяются на три типа: 1 — существенно медный; 2 — медно-молибденовый; 3 — существенно молибденовый.

Среднеазиатская провинция в СССР (каледонская и герцинская металлогенические эпохи) распространена на территории Казахстана и Узбекистана. Она характеризуется медными и медно-молибденовыми штокверковыми месторождениями (Кальмакыр, Дальнее, Сары-Чекинское, Коунрад, Карабас, Бощекуль и др.) и жильными молибденовыми месторождениями (Восточный Коунрад и др.).

Провинция Хакасии в СССР (герцинская металлогеническая эпоха), с важными медно-молибденовыми месторождениями штокверкового типа (Сорское, Ингульское и другие).

Провинция Армении в СССР (альпийская металлогеническая эпоха), с важными медными, медно-молибденовыми и молибденовыми месторождениями штокверкового и в меньшей степени

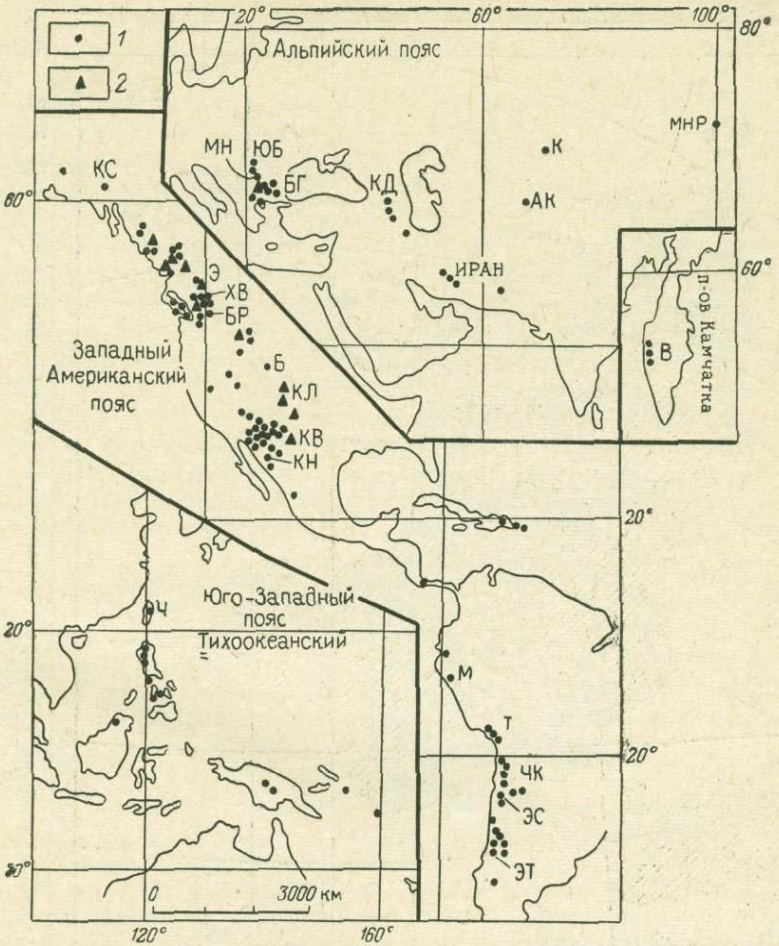


Рис. 2. Распределение штокверковых комплексных медно-молибденовых и молибденовых месторождений в Западном Американском, Юго-Западном Тихоокеанском и Альпийском (Средиземноморском) поясах. По *Силлитоу (Sillitoe,* 1972) с дополнениями авторов. КС — Касино, Канада; ХВ — Хайленд-Вэлли, Канада; Э — Эндако, Канада; БР — Бренда, Канада; Б — Бингем, США; КЛ — Клаймакс, США; КВ — Квеста, США; КН — Кананеа, Мексика; М — Мичикилья, Перу; Т — Токепала, Перу; ЧК — Чукикамата, Чили; ЭС — Эль-Сальвадор, Чили; ЭТ — Эль-Теньенте, Чили; К — Коунрад*; АК — Кальмакыр*; КД — Каджаран, СССР; Цаган-Субарга*, МНР; ЮБ — Южный Банат, Румыния; МН — Майданпек. Югославия; БГ — Медет, Елаците, Болгария; Сар-Чешмех, Иран; В — Воровское, Камчатка, СССР

Месторождения: *1* — медные и медно-молибденовые; *2* — молибденовые

* Древние медно-молибденовые месторождения

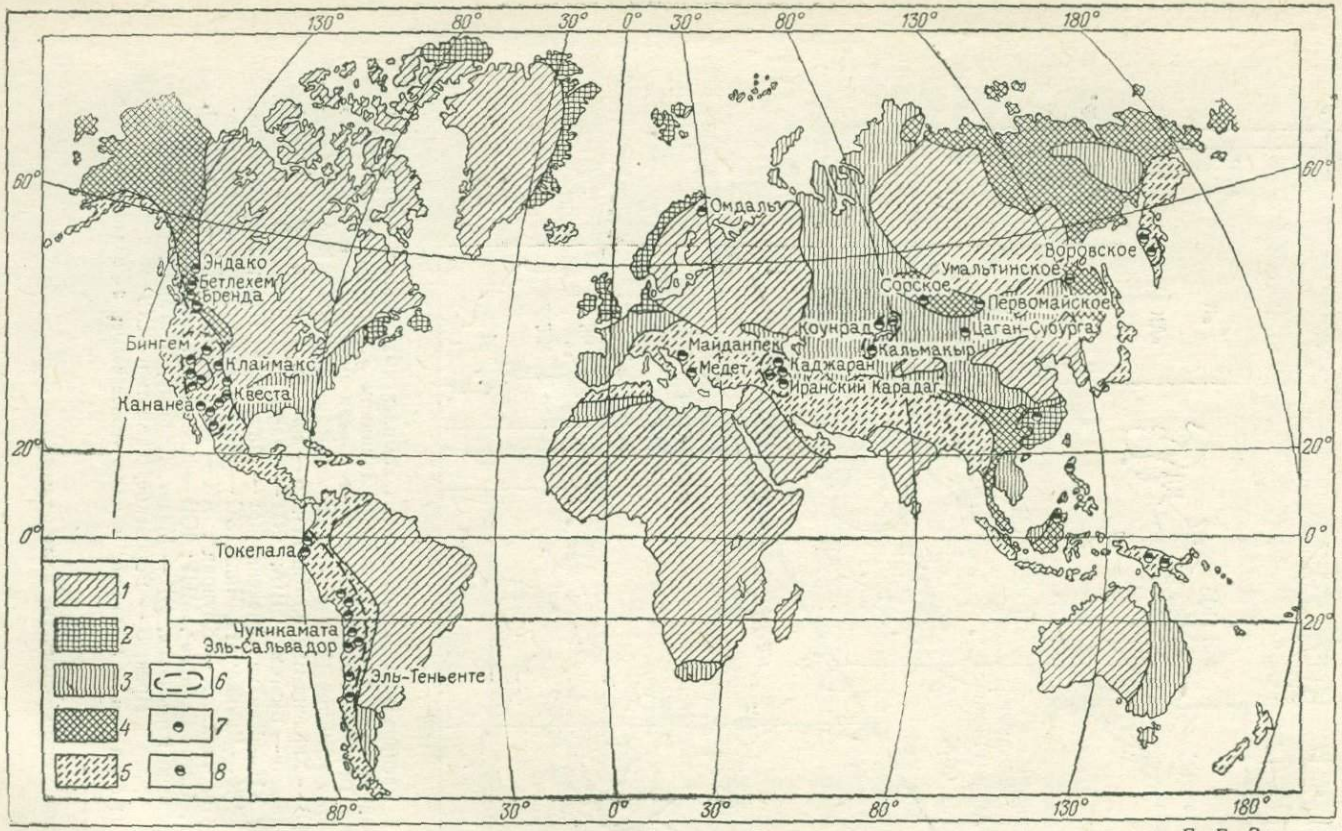


Рис. 3. Схема размещения медно-молибденовых провинций мира. Тектоническая основа составлена по *Е. Е. Захарову, И. Г. Магакьяну*

1 — 5 — области складчатостей: *1* — докембрийской (древние платформы и щиты), *2* — каледонской, *3* — герцинской, *4* — киммерийской, *5* — альпийской, *6* — провинции медно-молибденовых и молибденовых месторождений, *7* — штокверковые медно-молибденовые месторождения, *8* — жильные молибденовые месторождения

жильного и брекчиевого типа (Каджаран, Агарак, Анкаван, Дастакерт и др.). Медно-молибденовые месторождения АрмССР являются одной из основных минеральносырьевых баз Советского Союза.

Провинция Канады (альпийская и киммерийская металлогенические эпохи). Значительный рост запасов меди и молибдена в Канаде связан в основном с разведкой штокверковых медно-молибденовых, молибденовых и медных месторождений на западе страны в штате Британская Колумбия. Здесь сосредоточено около 90% всех разведанных в стране запасов молибдена. За последние 6—10 лет в Британской Колумбии выявлены ряд крупных месторождений (Бетлехем, Бренда, Лорнекс, Айленд-Коппер, Вэлли-Коппер, Эндако, Алис-Арм и др.) и сотни рудопроявлений бедных прожилково-вкрапленных руд. Содержание молибдена в комплексных медно-молибденовых рудах колеблется от 0,005 до 0,5% (в среднем около 0,02%), при среднем содержании меди 0,5—1,0%. Кондиционными при разработке карьерами считаются руды с 0,3% меди и выше.

В настоящее время доля медно-молибденовых месторождений в промышленном производстве цветных металлов в Канаде достигла 60%.

Западно-Американская провинция (альпийская и киммерийская металлогенические эпохи) расположена на территории пяти юго-западных штатов США и прилежащей к ним Северной Мексики. В этой провинции известны десятки медно-молибденовых, медных и молибденовых месторождений штокверкового типа и сотни рудопроявлений. Главными месторождениями являются следующие: в штате Колорадо — Клаймакс, Гендерсон и др.; в шт. Юта — Бингем и др.; в шт. Невада — Рут, Или, Копперфлат и др.; в шт. Аризона — Багдад, Майами, Моренси, Сан-Мануэль и др.; в шт. Нью-Мексико — Квеста, Санта-Рита и др.; в Северной Мексике, в шт. Сонора — Кананеа и др.

Некоторые из штокверковых месторождений этой провинции являются самыми крупными в мире по запасам руды и по добыче металла (например, Клаймакс, Бингем, Моренси и др.).

Среднее содержание меди в рудах составляет 0,8—1,6%, молибдена 0,01—0,1%, золота — 0,6 г/т, серебра — 5—6 г/т, рения — 5—400 г/т в молибденовом концентрате.

Провинция Перу (альпийская металлогеническая эпоха) характеризуется крупнейшими штокверковыми медно-молибденовыми месторождениями (Токепала, Куахоне и др.), которые находятся в горных областях Андского хребта. Среднее содержание молибдена в рудах 0,018—0,026%, а меди — около 1%.

Провинция Чили (альпийская металлогеническая эпоха) знаменита крупнейшими медно-молибденовыми месторождениями Чукикамата, Эль-Теньенте (Браден), Потрерильос, Эль-Сальвадор, Сиерро-Бланко, Эль-Росарио, Эксотика, Рио-Бланко и др.), которые находятся в провинциях Атакама и Кокимбо.

В медно-молибденовых рудах среднее содержание меди достигает около 1,2—1,4%, а молибдена — 0,018—0,026%.

По запасам меди и молибдена в медно-молибденовых месторождениях штокверкового типа первое место в мире занимает Западно-Американская провинция, второе — Чилийская, третье — Канада. Наиболее крупные медно-молибденовые провинции мира — США, Чили, Армения, Канада, Перу — сформировались в альпийскую и киммерийскую металлогенические эпохи; к герцинской эпохе относятся месторождения Центрального Казахстана, Средней Азии и Хакасии. Месторождение Бощекуль (Казахстан) принадлежит к каледонской эпохе. Небольшие медно-молибденовые месторождения докембрийского возраста известны на Балтийском щите (Норвегия, Швеция, Финляндия). Кроме вышеперечисленных хорошо изученных провинций, крупными провинциями мира можно считать Балканскую (Югославия, Болгария, Румыния) и провинцию Филиппины — Индонезия.

Ниже рассматриваются характерные черты месторождений медно-молибденовой рудной формации. В табл. 3 приведены основные сведения по важнейшим месторождениям медно-молибденовой рудной формации из различных металлогенических провинций. Использована сводка Дж. Ловелла и Дж. Гилберта (1970).

Геолого-структурная характеристика оруденения. Для всех медно-молибденовых провинций мира характерна локализация оруденения в эндо- и экзоконтакте многофазных гранитоидных интрузий, которые прорывают вулканические породы того же магматического цикла или породы фундамента. Медно-молибденовые месторождения залегают среди интрузивных и вулканических пород, реже среди кристаллических сланцев, гнейсов, контактовых роговиков, скарнов, очень редко — в габбро-диабазах и известняках (например, Моренси, Рей, Чино в США).

Большинство медно-молибденовых месторождений залегает в эндоконтакте гранитоидных массивов и в телах малых порфировых интрузий (табл. 3) и тесно ассоциировано с последними во времени. Материнские интрузивы обычно пересыщены кремнеземом; их состав: гранодиорит — кварцевый монцонит — гранит. Вмещающие интрузивы породы разнообразны по составу и возрасту.

Оруденение приурочено к участкам сильно трещиноватых и брекчированных интрузивных пород — гранодиоритам, монцонитам, кварцевым монцонитам, сиенит-диоритам, гранодиорит-порфирам и др., обогащенных темноцветными минералами, магнетитом, ранним пиритом.

В дайковой серии медно-молибденовое оруденение характерно для ранних даек (аплитов, пегматитов и ранних лампрофиров); в поздних дайках (гранит- и гранодиорит-порфирах) оруденение, как правило, отсутствует.

Медно-молибденовое оруденение в рудных провинциях контролируется глубинными региональными разломами с оперяющими

их системами более мелких разрывных нарушений (Дебаклинский разлом в Армении, Западно-Алмалыкский разлом в Узбекистане, сброс Москито в США и др.). Региональные разрывные нарушения прослеживаются на десятки и сотни километров. Локальные системы оперяющих трещин I, II и более высоких порядков и многочисленные трещины отдельности являются контролирующими и рудовмещающими.

Важную роль в локализации медно-молибденового оруденения играют также вулканические сооружения — жерла древних вулканов, вулканические аппараты и др., в которых нередко располагаются малые интрузии. Благоприятными рудоконтролирующими структурами являются трубообразные тела взрывных брекчий.

Вдоль региональных разломов концентрируются малые порфировые интрузии и медно-молибденовые месторождения, образующие металлогенические зоны протяженностью в десятки и сотни километров (Канада, Юго-Западные штаты США, Перу, Чили, СССР (Армения) и др.). Они также сосредоточены в местах пересечения и сочленения глубинных региональных разломов разных простираний или в участках пересечения контактов интрузивных пород региональными тектоническими нарушениями и т. д.

Малые интрузии гранодиорит-, гранит- и монцонит-порфиров слагают штоки, дайковые поля, реже силлы и некки.

Медно-молибденовое прожилково-вкрапленное оруденение образовалось после малых интрузий порфировых пород, прорывающих интрузивные массивы и породы кровли.

По геологическим условиям образования и промышленному значению медно-молибденовые штокверковые месторождения разделяются на следующие три группы.

1. Месторождения в гидротермально измененных гранитоидных породах. Для этой группы месторождений примечательна пространственная и генетическая связь со свинцово-цинковыми и золоторудными месторождениями и рудопроявлениями (СССР, Армения — Каджаран, Агарак и др., Узбекистан — Кальмакыр и др.; Юго-Западные штаты США и др.).

2. Месторождения в гидротермально измененных вулканических породах кислого и среднего состава (СССР, Казахстан — Коунрад, Карабас и др.; Юго-Западные штаты США; Перу; Чили — Чукикамата, Эль-Теньенте и др.).

3. Месторождения в гидротермально измененных вулканических породах среднего — основного состава раннегеосинклинальных андезит-дацитовых и спилит-кератофировых формаций (СССР, Северный Казахстан — Бощекуль, Армения — Дастакерт и Шикахох; НРБ — Асарел и др.; Югославия — Майданпек и др.).

Морфология рудных тел. По форме рудных тел медно-молибденовые прожилково-вкрапленные месторождения — типичные штокверки. Среди штокверков выделяются изометричные, столбо-, воронко- и конусообразные тела и уплощенные зоны. Внутреннее

Характеристика главнейших месторождений медно-молибденовой рудной формации СССР и зарубежных стран

Таблица 3

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)	Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
Каджаран (СССР)	Мегринский плутон гранитоидов; третичный: миоцен-плиоцен	Монцониты, гранодиориты — 95, порфириты — 5	Дебаклинский региональный разлом; падение на северо-восток, ∠60° Зоны дробления и оперяющие трещины северо-восточного, северо-западного и восточно-западного простирания	Калишпатизация биотитизация, окварцевание серицитизация, пропилитизация, карбонатизация, аргиллизация	Штокверк удлиненной формы с линейным строением; отдельные сульфидно-кварцевые жилы северо-восточного, северо-западного и широтного простирания	py > cu > mo > en	Текстуры: прожилковые > коррозионные > вкрапленные > брекчиевые > трещиноватые Структуры: метазернистые ≫ зернистые > кристаллобластические = катакластические	—	Cu, Mo, Re, Se, Te, Au, Ag, Bi	а) q + mo → mo → cu + en → → cu + py → → gn + zn → → ank + d; б) py → mo → cu + en → → ank + d	Зона окисления (10—60), зона выщелачивания (5—10), зона халькозиновых руд (20—100), зона первичных руд (до 700—750)
Кальмакыр (СССР)	Гранодиорит-порфиры; пермо-триас	Сиенит-диориты, гранодиорит-порфиры, монцониты — 95, доинтрузивные породы — 10	Система тектонических нарушений северо-восточного, северо-западного, меридионального и северо-западного простирания	Калишпатизация, окварцевание, серицитизация, биотитизация, пропилитизация, карбонатизация, аргиллизация	Штокверк кольцеобразной формы с концентрическим строением Сульфидно-кварцевые жилы	py > cu > > mo > au	Текстуры: прожилковые > вкрапленные > коррозионные > брекчиевые > метаколлоидные Структуры: метазернистые > зернистые > кристаллобластические = катакластические	—	Cu, Mo, Au, Ag, Re, Se, Te	а) q + mo → cu + py + + au + q + + anh → gn + zn + + tn + q + anh → anh + ca б) mo → cu + + au → py → → au + zn + + gn	Зона окисления (30—150), зона халькозиновых руд (70), зона первичных руд (до 600)

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)
Эндако (Канада)	Кварцевые монцониты, дайки аплитов, монцонит-порфиров; верхняя юра	Кварцевые монцониты—100	Разломы и зоны широтного, меридионального, северо-западного направления	Калишпатизация, биотитизация, серицитизация, окварцевание в зальбандах жил; в монцонитах — аргиллизация, пиритизация
Бетлехем (Канада)	Кварцевый диорит Бетлехем, кварц-монцонит-порфир; 200 млн. лет, средняя юра	В интрузивах — 50; в доинтрузивных породах — 50	Тектонические нарушения меридионального и северо-восточного простирания	Калишпатизация серицитизация, аргиллизация, пропилитизация

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
Штокверк овально-удлиненной формы; состоит из жил, окаймленных прожилковыми зонами. Жилы широтного, северо-западного, северо-северо-восточного простирания. Размер 3500×380×300	mt>py>mo>cu	Текстуры: прожилковые > тонкополосчатые > коррозионные > вкрапленные > трещиноватые Структуры: метазернистые > зернистые > кристаллобластические=катакластические	Более 210	Mo 0,09	mt→py (0,5—1%)+mt+mo→mo+cu+py×(<0,15%)→py→spec+py+ca; на периферии жилы с zn, gn, ag	Зона окисления 30 см зона первичных руд (до 300)
Штокверк—крутопадающий цилиндр Размер 610×915	cu>py>bn>mo	Текстуры: прожилковые ≫ вкрапленные = брекчиевые = трещиноватые Структуры: метазернистые > зернистые > катакластические, кристаллобластические	Более 100	Cu 0,6 Mo 0,026	а) mo→bn→cu→py+cu+du+dg	

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород от центра
Клаймакс (США)	Риолит-порфиры; 30 млн. лет, олигоцен	В интрузивных породах — более 40, в доинтрузивных породах—более 60	Сброс Москито (?) Трещиноватость штокверка обусловлена внедрением штока риолит-порфиров	Калишпатизация, окварцевание, пиритизация, серицитизация
Бингем (США)	Гранитный шток Бингем; 37 млн. лет, олигоцен	В интрузивах — 75, в доинтрузивных породах — 25	Тектонические нарушения северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания	Калишпатизация, окварцевание, серицитизация, пропилитизация
Моренси (США)	Гранитоидный шток Моренси; верхний мел — палеоцен	В интрузивных породах — 70, в доинтрузивных породах — 30	Сбросы и нарушения северо-западного простирания; оперяющие трещины — северо-	Окварцевание, серицитизация, аргиллизация, пропилитизация

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
Штокверк — кольцевой конус. Размер 1200×1200×800	py = mo	Текстуры: прожилковые ≫ вкрапленные > пятнистые Структуры: метазернистые ≫ зернистые = катакластические, кристаллобластические	Более 500	Mo ±0,24 Re 2—5 г/т MoS_2	а) mo→py+ +cu→bn→ →zn+gn+ +ag б) mo→py→ →bn	Зона окисления (10—15), зона выщелачивания; зона первичных руд (до 400—700)
Штокверк — грушевидное тело, удлиненное на западо-юго-запад. Размер 1520×2135	py > cu > > bn > mo > > en	Текстуры: прожилковые > вкрапленные > коррозионные > брекчиевые, трещиноватые Структуры: метазернистые > зернистые > катакластические > кристаллобластические	Более 500	Cu 0,75—2,25 Mo 0,05 Au 0,6 г/т Ag 5—6 г/т Re 360 г/т MoS_2	а) cu+py+ +bn+mo→ →cu+py→ →py→ (gn+zn+ +ag+mn)	Зона окисления (1—50), зона выщелачивания (20—35), зона халькозиновых руд (90—300), зона первичных сульфидных руд (250—750)
Штокверк — овальной формы. Размер 1830×3965	py > cu > > zn > mo	Текстуры: прожилковые ≫ вкрапленные > брекчиевые,	Более 500	Cu 0,88 Mo 0 007	а) cu+zn+ +mo→py→ →zn+gn+ +ag+au	Зона окисления, зона халькозиновых руд, зона первичных сульфидных руд

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)
			восточного простирания	
Сан-Мануэль, Каламазо (США)	Шток монцонит-порфира Сан-Мануэль; 67 млн. лет, верхний мел	В интрузивных породах — 50, в доинтрузивных породах — 50	Сбросы северо-восточного и северо-западного простирания; оперяющие трещины северо-западного и северо-восточного простирания	Калиевые метасоматиты — серицитизация, аргиллизация, пропилитизация—флюоритизация
Минерал-Парк (США)	Шток Итака-Пик; 72 млн. лет, верхний мел	В интрузивах — 100	Северо-западные и северо-восточные сбросы, оперяющие трещины северо-восточного простирания	Калишпатизация, филлиты, аргиллиты, пропилиты

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
		коррозионные Структуры: метазернистые > зернистые > катакластические > кристаллобластические				
Штокверк—кольцевой цилиндр. Размер 763×1525 (в результате смещения)	py > cu > > mo	Текстуры: прожилковые > вкрапленные = коррозионные > брекчиевые трещиноватые Структуры: метазернистые > зернистые > > кристаллобластические = катакластические	Более 500	Cu ±0,75 Mo ±0,01	а) cu→py→ →gn+zn+ +au+ag б) cu→py	Зона окисления (150), зона выщелачивания (10—20), зона халькозиновых руд (27), зона первичных сульфидных руд (до 600)
Штокверк—серповидное тело с выпуклостью на юго-запад Размер 671×1037. Сульфидно-кварцевые жилы	py > cu > > mo	Текстуры: прожилковые > вкрапленные > коррозионные > > брекчиевые > трещиноватые	Более 100	Cu 0,5 Mo 0,04	а) cu→mo→ →py→gn+ +zn+ag+ +au→au+ +ag	—

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)
Кананеа (Мексика)	Шток Колорадо кварцевого порфира; 59 млн. лет, палеоцен	В интрузивах — 90, в доинтрузивных породах — 10	Северные и северо-западные сбросы и нарушения	Филлиты, аргиллиты
Токепала (Перу)	Дацитовый порфир; 59 млн. лет, палеоцен	В интрузивах — 70, в доинтрузивных породах — 30	Параллельные и пересекающиеся зоны тектонических нарушений	Слабо развито

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное+супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
		Структуры: метазернистые > зернистые > *катакластические* = кристаллобластические				
Штокверк, трубообразной формы. Размер 76×366	py+cu>bn>>zn+gn>>mo	Текстуры: прожилковые > вкрапленные > коррозионные > брекчиевые, трещиноватые Структуры: метазернистые > зернистые > кристаллобластические = катакластические	Более 500	Cu 0,5 Mo 0,005	а) g+mo→→py+cu→→bn→zn++gn+ca	—
Штокверк—овальное тело, удлиненное на северо-запад. Размер 1220×1525	py±=cu≫≫bn+mo	Текстуры: прожилковые > вкрапленные > *коррозионные* > брекчиевые Структуры: метазернистые >	Более 500	Cu 0,9 Mo 0,02	а) q→cu→→py б) не изучена; отмечается ангидрит *на глубине*	Зона выщелачивания (15—30), зона окисления (10—30), зона *халькозиновых* руд, зона первичных руд (до 750)

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)
Чукикамата (Чили)	Кварцевые монцонит-порфиры Чукикамата; верхний плиоцен	В интрузивах — 95, в доинтрузивных породах — 5	Западный разлом, нарушения северного и северо-восточного (10°) простирания; зона интенсивного дробления длиной 3,5 км	Окварцевание, серицитизация, турмалинизация
Эль-Теньенте (Чили)	Брекчированный шток дацитового порфира; верхний эоцен—олигоцен	В интрузивах—25, в доинтрузивных породах — 75	Тектонические сбросы меридионального и северо-восточного (55°) простирания	Калишпатизация, серицитизация, аргиллизация, пропилитизация

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
		>зернистые> катакластические = кристаллобластические				
Штокверк—клиновидное тело, расширяется к северо-востоку. Размер 762×3050. Сульфидно-кварцевые жилы	q > py > en > > cu > bn > > mo	Текстуры: прожилковые > коррозионные = вкрапленные > брекчиевые, трещиноватые, каркасные Структуры: метазернистые > зернистые > кристаллобластические > катакластические	Более 500	Cu 1,2—1,7 Mo 0,18—0,026	а) q+py→ →mo→en+ +cu→tn →py→gn+ +zn	Зона выщелачивания (10—130), зона окисления (100—300), зона халькозиновых руд (70—200), зона первичных руд (до 600
Штокверк—кольцеобразный цилиндр. Размер 1525× ×1525. Рудные брекчиевые зоны	py > cu > > bn > mo > > en	Текстуры: прожилковые > брекчиевые > вкрапленные = коррозионные	Более 500	Cu 1,00—2,25 Mo 0,05	а) cu+py+ +bn+mo→ →py+cu→ →gn+zn+ +ag	Зона окисления, зона халькозиновых руд, зона первичных руд

Месторождение	Предполагаемая материнская интрузия, возраст	Минерализованные горные породы, %	Структурно-тектонический контроль оруденения	Гидротермальное изменение вмещающих пород (от центра)

Примечание. Буквенные обозначения минералов приведены на стр. 329.

строение штокверков непрерывное или прерывистое (концентрическое или линейное). Форма рудных минеральных агрегатов: 1 — кварц-сульфидные (кварц-молибденитовые, кварц-халькопиритовые) прожилки; 2 — сульфидные прожилки; 3 — вкрапленность сульфидов; 4 — прожилки, полоски, просечки сульфидов в кварцевых жилах; 5 — кварц-сульфидные и сульфидные агрегаты, слагающие цемент брекчий. Преобладают (80—90%) кварц-сульфидные прожилки.

В штокверках медно-молибденовых месторождений наблюдается зональность распространения морфологических видов агрегатов (снизу вверх): вкрапленность → прожилки + вкрапленность → прожилки + вкрапленность + жилы → жилы.

Штокверки, формировавшиеся в раздробленных зонах, расположенных на пересечении тектонических нарушений, имеют в плане форму, близкую к изометричной (Каджаран, Коунрад) или удлиненную по вертикали в виде столба (Кальмакыр). Форма штокверков, приуроченных к линейно вытянутым тектоническим зонам, как правило, удлиненная (Бощекуль, Агарак, Анкаван, Первомайское и др.). Границы промышленных руд внутри штокверка устанавливаются по данным химического опробования. Штокверки медно-молибденовых и молибденовых месторождений характеризуются неравномерным распределением рудообразующих минералов и металлов в рудах. Размеры штокверков в плане очень крупные. Обычно длина и ширина штокверков измеряется сотнями метров, иногда размеры по простиранию могут превышать километр. Протяженность оруденения на глубину изменяется в значительных пределах (от 100 до 1000 м).

На отдельных месторождениях (Каджаран и др., см. табл. 3) в штокверках развиты сульфидно-кварцевые жилы. Редко

Продолжение табл. 3

Морфология рудных тел; размеры (в плане и на глубину), м	Главные рудные минералы	Текстура и структура руд	Запасы руды, млн. т	Содержание металла (в %) в сульфидной руде (гипогенное + супергенное)	Первичная зональность оруденения (а — от центра, б — снизу вверх)	Вторичная зональность оруденения (вертикальная мощность, м)
		Структуры: метазернистые > зернистые > кристаллобластические > катакластические				

встречаются жильные медно-молибденовые и медные месторождения (Айгедзор, Парагачай на Малом Кавказе, Чатыркульское в Казахстане). Длина жил по простиранию измеряется десятками и сотнями метров, средняя мощность 0,6—0,7 м.

Известны медно-молибденовые месторождения (Дастакерт, Браден, Сорское и др.) с рудными телами в виде брекчиевых зон, нередко с очень богатым содержанием металлов, а также скарны с наложенной медно-молибденовой минерализацией (Анкаван в Армении).

Окисленные и халькозиновые руды слагают в штокверках плоские залежи, неправильной и линзообразной формы.

Гидротермально измененные вмещающие породы. В пределах медно-молибденовых месторождений интенсивно проявлены процессы гидротермального изменения вмещающих пород. Широко распространены процессы пропилитизации, аргиллизации, окварцевания, серицитизации, пиритизации, калишпатизации, биотитизации, реже встречаются турмалинизация, карбонатизация и огипсование пород (см. табл. 3).

В интрузивных и эффузивных вмещающих породах широко развиты катаклаз и перекристаллизация породообразующих минералов, а также жильного кварца, раннего пирита и магнетита.

В основном гидротермальный метаморфизм предшествует отложению продуктивных минеральных ассоциаций: молибденитовой, молибденит-кварцевой и кварц-халькопиритовой. Последовательность развития процессов гидротермального изменения вмещающих пород в общем виде следующая: 1 — калишпатизация и биотитизация; 2 — окварцевание и серицитизация; 3 — аргиллизация; 4 — пропилитизация; 5 — карбонатизация и огипсование. Последние большей частью завершают минерализацию.

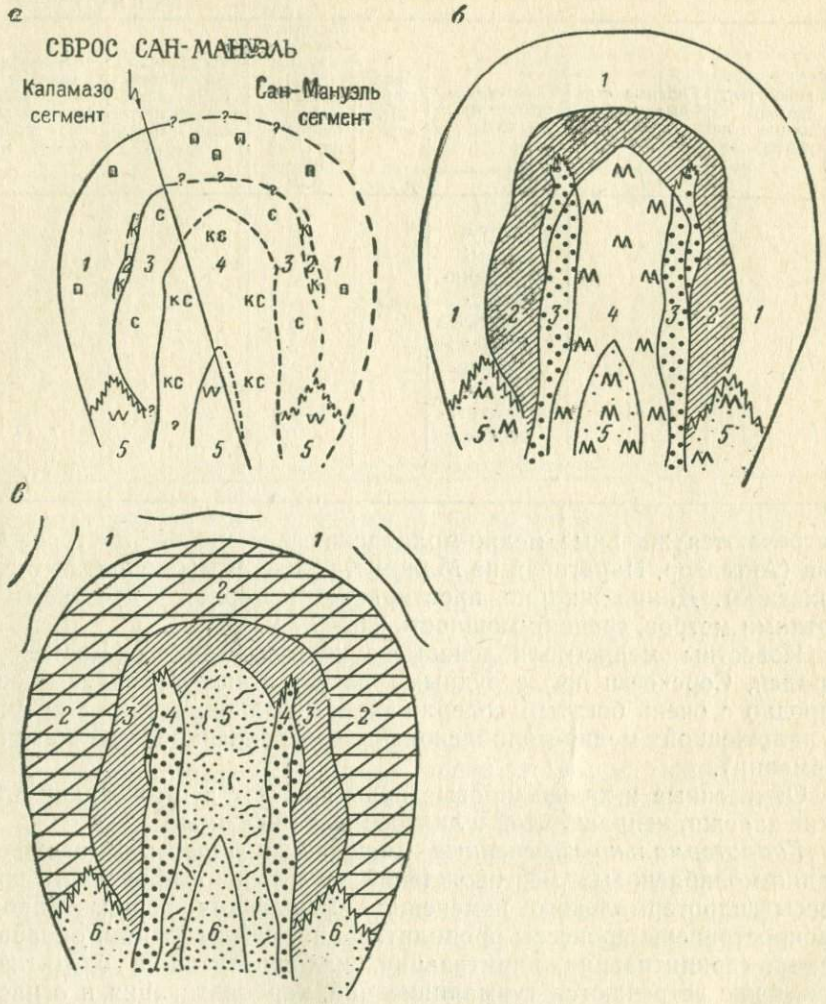


Рис. 4. Концентрическая зональность гидротермального изменения и минерализации в районе Сан-Мануэль, Каламазо. По *Дж. Д. Ловеллу и Дж. М. Гилберту*, с дополнениями авторов

а — схема распределения зон гидротермального изменения; сплошная линия — предполагаемое расположение зон на участке Каламазо, пунктирная линия — на участке Сан-Мануэль; экстраполяция зон составлена по Каламазо: *1* — пропилиты; *2* — аргиллиты; *3* — филлиты; *4* — калиевые метасоматиты; *5* — метасоматиты с вкрапленностью магнетита

б — схема зональности минерализации: *1* — периферийная зона: халькопирит — сфалерит — галенит — золото — серебро; пирита 2%; *2* — пиритовая зона: пирита 10%, халькопирита 0,3—3%, молибденита следы; *3*— рудная зона: пирита 1%, халькопирита 0,3—3%, молибденита 0,03%; *4*—зона бедной руды (халькопирит, пирит, молибденит); *5* — метасоматиты с вкрапленностью магнетита, редко пирита, халькопирита и молибденита

в — схема расположения морфологических видов оруденения: *1*— зона рудных жил, *2* — зона рудных прожилков, *3* — штокверковая зона (прожилков больше вкрапленности); *4* — штокверковая зона (вкрапленности больше прожилков); *5* — штокверковая зона (вкрапленники и микропрожилки); *6* — зона вкрапленников

Медно-молибденовое оруденение часто приурочено к интенсивно гидротермально измененным породам, но нередко встречается в слабо измененных и неизмененных вмещающих породах (сильно раздробленных).

На месторождениях проявлена зональность околорудных изменений.

Внешняя зона пропилитизированных пород, как правило, распространена на флангах медно-молибденовых месторождений (США — Сан-Мануэль, СССР — Каджаран, Кальмакыр и др.). Пропилитизация (рис. 4, *а*, *б*) вулканогенных пород среднего — основного состава выражается в метасоматическом замещении биотита и роговой обманки гидробиотитом, хлоритом, карбонатом, рутилом, лейкоксеном, серицитом и пиритом. Характерны обильные хлоритизация и эпидотизация пород. Плагиоклазы замещаются альбитом, анкеритом, кальцитом, эпидотом, ломонтитом и серицитом. Калинатровый полевой шпат и кварц не изменяются. Пропилиты с приближением к рудному телу постепенно сменяются аргиллитами кварц-серицитовых, кварц-гидрослюдяных и кварц-каолинитовых фаций.

Промежуточная зона аргиллизации характерна для многих медно-молибденовых месторождений. Степень гипогенной аргиллизации изменяется от очень сильной (СССР, Армения — Каджаран, Агарак; США, Юго-Западные штаты — Моренси, Чино, Сан-Мануэль) до незначительной (СССР, Армения — Анкаван; США — Багдад и др.) (Ч. Мейер, Д. Хемли, 1970 г.).

Гипогенная каолинизация проявляется в замещении плагиоклаза тонкозернистым каолинитом и кварцем. Она распространяется на большую глубину, ниже зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения.

Вторичные кварциты и кварц-серицитовые породы, редко березиты (рис. 5, *а*), развитые во внутренних зонах медно-молибденовых месторождений (например, Сан-Мануэль, Коунрад, Каджаран и др.), образовались в процессе изменения гранитоидных пород и кислых эффузивных пород кровли. Серицит и кварц полностью замещают биотит, плагиоклазы и хлорит. Калиевые полевые шпаты наиболее устойчивые. Их реликты (до 10—15%) развиты в массе серицита, кварца, карбонатов, эпидота и каолинита. Зерна породообразующего кварца раздроблены и частично замещены серицитом. Титаномагнетит переходит в агрегат тонкозернистого гематита, рутила и лейкоксена. Последние два минерала образуются также при замещении биотита. Магнетит и титаномагнетит замещаются пиритом и халькопиритом. Окварцевание пород развивается одновременно с отложением раннего пирита, магнетита и предшествует продуктивной минерализации.

На месторождениях Каджаран и Агарак кварц-серицитовые породы слагают небольшие линзы и полосы в каолинизированных монцонитах, гранодиоритах и граносиенитах. Они в основном

состоят из вторичных минералов — кварца (40—60%) и серицита (40—50%).

Отличительной и характерной особенностью штокверковых медно-молибденовых месторождений является широкое развитие калишпатизации в центральных зонах большинства месторождений этого типа (см. табл. 3 и рис. 4, *а*). Во вмещающей породе образуются метасоматические выделения ортоклаза, микроклина, анортоклаза, кварца, биотита, альбита; иногда к ним относят флюорит и ангидрит (Эль-Сальвадор, Сан-Мануэль), но возрастное положение последних не ясно.

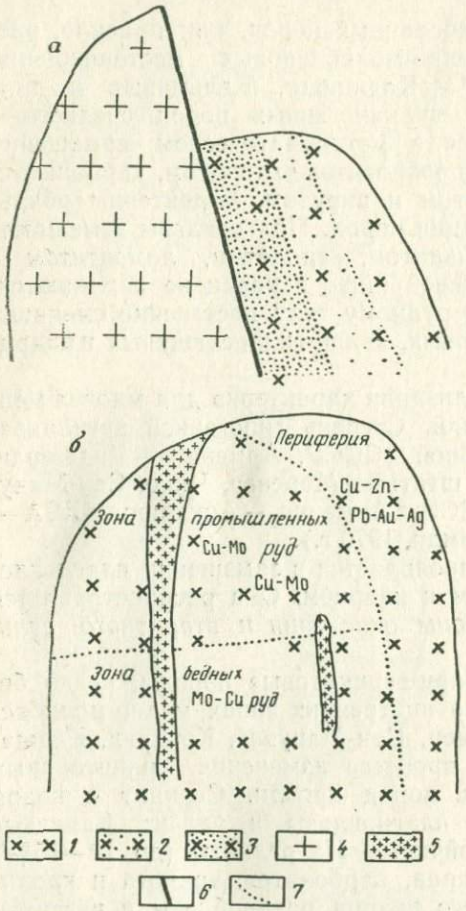


Рис. 5. Зональность гидротермального изменения пород и минерализации в рудном поле месторождения Каджаран, Армения. По *Е. П. Зильману и авторам*

а — схема распределения зон гидротермального изменения;
б — схема зональности минерализации *1* — неизмененные монцониты; *2* — слабо гидротермально измененные монцониты; *3* — сильно гидротермально измененные монцониты; *4* — порфировидные граниты, гранодиориты; *5* — даечный комплекс пород, гранодиорит-порфиры и др.; *6* — зона Дебаклинского разлома; *7* — граница постепенных переходов и типов руд

Калиевый метасоматоз проявляется с различной интенсивностью на штокверковых молибденовых и медно-молибденовых месторождениях (США — Клаймакс, Сан-Мануэль; СССР — Сорское, Первомайское и др.), предшествуя и сопутствуя ранней высокотемпературной минерализации (кварц + молибденит). Альбитизация интрузивных и эффузивных пород развита в медно-молибденовых месторождениях СССР — Дастакерт, США — Санта — Рита и др. Флюоритизация интрузивных пород характерна для медно-молибденовых месторождений Хакасии (Сорское), Забайкалья и Северо-Американской провинции.

Турмалинизация пород наиболее широко проявлена в медно-молибденовых месторождениях Чилийской провинции.

В некоторых медно-молибденовых месторождениях Армении (например Каджаран) кроме обычных процессов изменения вмещающих пород в послерудные стадии развиваются карбонатизация (доломитизация) и огипсование пород.

При выветривании медно-молибденовых месторождений вмещающие породы подвергаются гипергенной каолинизации (каолинит + иллит) и лимонитизации. Наблюдается вкрапленное, прожилковое и тонкодисперсное развитие в каолинизированных породах халькозина, гётита, ярозита, малахита, хризоколлы, атакамита, ферримолибдита и других гипергенных рудных минералов.

Минеральный состав и типы руд. В медно-молибденовых месторождениях развиты три типа руд (снизу вверх): сульфидные, смешанные (или полуокисленные) и окисленные.

В сульфидных медно-молибденовых прожилково-вкрапленных реже жильных и брекчиевых рудах развито свыше 70 рудообразующих минералов (см. рис. 31, 32). К наиболее распространенным относятся пирит, халькопирит, магнетит, гематит, молибденит, энаргит, халькозин, борнит, блеклые руды, сфалерит и галенит (см. рис. 31). Из них промышленные минералы — молибденит, халькопирит, реже энаргит, борнит и халькозин — представлены несколькими генерациями. Медных минералов намного больше, чем молибденита. В сульфидных медно-молибденовых рудах молибденит отличается повышенным содержанием рения и селена. В халькопирите и пирите установлена примесь селена и теллура.

Из нерудных минералов характерны кварц, серицит, хлорит, минералы группы каолинита, постмагматические полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, анортоклаз, альбит) и биотит, иногда турмалин, карбонаты, гипс, ангидрит, гранаты, пироксены; редко встречаются актинолит, флюорит, топаз, андалузит, дистен, апатит, алунит, анатаз, лейкоксен, кальцит, анкерит, сидерит, арагонит, халцедон, цеолиты, апофиллит, ангидрит, барит. Нерудные минералы резко преобладают над рудными.

В распределении главных гипогенных минералов в рудном поле месторождения устанавливается первичная зональность (см. рис. 4, *б*): ранний пирит → жильный кварц → молибденит, кварц → халькопирит, борнит, энаргит, теннантит, кварц, серицит → пирит (золото) → сфалерит, галенит, кварц, кальцит → доломит, анкерит, кварц → ангидрит, гипс.

В смешанных и окисленных медно-молибденовых рудах в число главных и второстепенных входят следующие гипергенные минералы: группа каолинита, гидрослюды, ярозит, гётит, повеллит, ферримолибдит, ильземаннит, борнит, халькозин, ковеллин, куприт, самородная медь, тенорит, лампадит, халцедон, хризоколла, бирюза, кварц, кальцит, арагонит, малахит, азурит, сульфаты молибдена, халькантит, брошантит, мелантерит, атакамит, гипс и др. (см. рис. 32).

Текстуры и структуры руд. В сульфидных медно-молибденовых рудах распространены типоморфные первичные текстуры: прожилковые, вкрапленные, коррозионные, полосчатые, пересечения и брекчиевые; в окисленных рудах развиты коррозионные, натечные, коллоидные и землистые текстуры.

Из вторичных текстур в рудах развиты каркасные, метаколлоидные, гнейсовидно-полосчатые, брекчиевидные, брекчиевые, пористые и трещиноватые. В агрегатах рудообразующих минералов развиты средне- и мелкозернистые первичные структуры (преобладают метазернистые) и редко тонкозернистые и коллоидные. Из вторичных структур развиты кристаллобластические, распада твердого раствора и катакластические (см. табл. 3).

Характер строения первичных руд свидетельствует о том, что формирование штокверковых медно-молибденовых месторождений происходило главным образом при метасоматическом замещении темноцветных минералов, плагиоклазов, магнетита и титаномагнетита во вмещающих породах, а также жильного кварца и пирита и при многократном заполнении тектонических трещин и пустот выщелачивания рудообразующими минералами, отложившимися в несколько стадий минерализации в виде вкрапленности, прожилков, пленок и цемента в брекчиях.

Стадийность и зональность оруденения. Комплексные медно-молибденовые месторождения относятся к среднетемпературному гидротермальному типу. В медно-молибденовых провинциях известны скарновые месторождения с молибденитом, шеелитом, пиритом и халькопиритом. Встречаются пегматиты и аплиты с молибденитом и халькопиритом, а также гидротермальные кварцевые жилы с молибденитом и халькопиритом.

В отдельных металлогенических провинциях наряду с преобладающими медно-молибденовыми месторождениями развиты колчеданные, медные, свинцово-цинковые, золоторудные и др.

Для всех медно-молибденовых месторождений мира характерна многостадийность гипо- и гипергенного минералообразования. На многих месторождениях различными авторами выделяются до десяти стадий и более постмагматической минерализации (см. рис. 69) с типоморфными минеральными ассоциациями.

В рудных полях многих медно-молибденовых месторождений прослеживается первичная зональность (см. табл. 3, рис. 4, *б*; рис. 6).

В плане (от центра к периферии) и по вертикали (снизу вверх) устанавливается смена молибденового оруденения → Cu + Mo → Cu → Pb + Zn, что соответствует последовательности отложения рудных парагенетических ассоциаций (см. рис. 69). В месторождениях Каджаран и Агарак в Армении медное оруденение распространено в верхних горизонтах, молибденовое — на средних и нижних горизонтах. При этом изменяется с глубиной отношение меди к молибдену: в верхних горизонтах Cu : Mo = 14 : 1, на средних горизонтах Cu : Mo = 9 : 1, на глубоких горизонтах Cu : Mo = 2 : 1.

С глубиной постепенно уменьшается содержание меди и молибдена, но увеличивается количество пирита. Прожилки галенит-сфалеритовые, теннантит-энаргитовые, карбонатные и карбонат-халцедоновые развиты на флангах и локально в зонах дробления, на средних и глубоких горизонтах месторождений (глубина 200 м).

Горизонтальная зональность на месторождении Каджаран прослеживается в радиусе до 5 км, с запада на восток от Дебаклинского разлома и выражена сменой участков с различными типами минерализации: прожилковая молибденовая (западный участок вблизи разлома) — прожилково-вкрапленная медно-молибденовая (центральный участок) — прожилково-вкрапленная медная (восточный участок) — жильное свинцово-цинковое оруденение (рудопроявления Аткиз и Пхрут) — жильная безрудная карбонатная ассоциация (на периферии рудного поля).

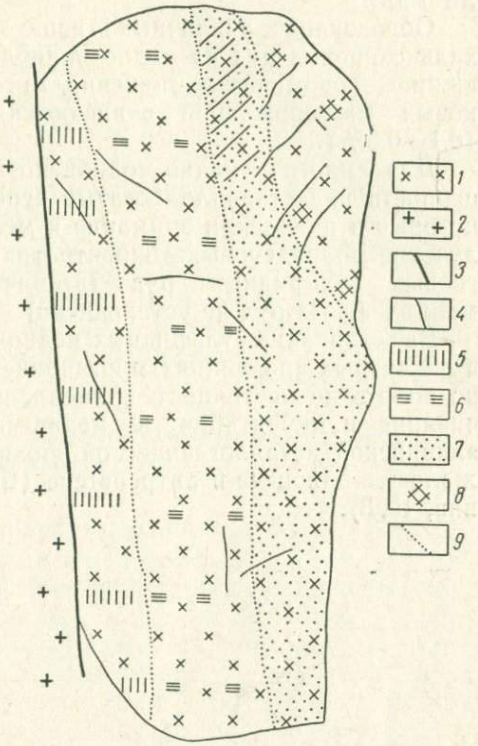


Рис. 6. Схема зональности в рудном поле месторождения Каджаран. По *Е. П. Зильману и авторам*

1 — гидротермально измененные монцониты; *2* — граниты и гранодиориты; *3*— Дебаклинский разлом; *4* — сульфидно-кварцевые жилы; зоны: *5* — молибденовая; *6* — молибденово-медная; *7* — медная; *8*—свинцово-цинковая; *9* — граница постепенных переходов пород

В процессе выветривания медно-молибденовых месторождений развивается вторичная зональность. В окисленных месторождениях четко выделяются три зоны: окисления, вторичного сульфидного обогащения, первичных руд.

Отложение гипергенных минералов в зоне окисления и цементации происходило в несколько стадий минерализации. Сложные срастания гипергенных минералов и необычные парагенезисы (халькозин + самородная медь+ гётит) в зоне окисления некоторых месторождений (например, Сан-Мануэль в США) обусловлены пострудными тектоническими нарушениями и колебаниями окислительно-восстановительных условий среды.

В окисленных и смешанных рудах месторождения Каджаран выделено шесть минеральных ассоциаций (см. рис. 70). Из них

широкое распространение в условиях Армении получила гётит-каолинитовая ассоциация. В месторождениях из других металлогенических провинций имеют наибольшее распространение другие гипергенные ассоциации, например, ассоциация вторичных сульфидов меди (Коунрад в СССР, Бингем в США, Эль-Теньенте в Чили и др.) или ассоциация сульфатов меди (Чукикамата в Чили и др.).

Образование различных типов зон окисления и мощных тел халькозиновых руд на медно-молибденовых месторождениях имеет важное экономическое значение, так как первичные руды штокверковых месторождений отличаются низким содержанием меди (0,1—0,3%).

Для многих медно-молибденовых месторождений большую ценность представляли богатые супергенные халькозиновые руды, которые и привлекли внимание к месторождениям этого типа. Получение молибденовых концентратов производится только из гипогенных сульфидных руд (вторичное сульфидное обогащение молибденовых руд не установлено).

Выветривание сульфидных медно-молибденовых месторождений в различных провинциях мира происходило длительно и непрерывно вплоть до настоящего времени, например: окисление, выщелачивание и цементация в медно-молибденовых месторождениях альпийской металлогенической эпохи началось в миоцене, продолжалось в плиоцене и антропогене (Ш. А. Азизбеков, 1964 г.; Асланян, 1958).

ГЛАВА II

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

В Советском Союзе комплексные медно-молибденовые месторождения сосредоточены на Малом Кавказе (Армения), в Средней Азии (Узбекистан) и в Казахстане. Штокверковые и жильные молибденит-кварцевые месторождения промышленного типа выявлены в Хакасии и в Забайкалье.

Мало изученные медно-молибденовые месторождения известны на Камчатке (побережье Охотского моря).

Геологическое описание медно-молибденовых месторождений СССР составлено по металлогеническим провинциям, расположенным в порядке их промышленного значения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АРМЕНИИ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Комплексные медно-молибденовые месторождения имеют особенно широкое развитие на территории Армянской ССР.

Здесь зарегистрировано 85 медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений, из которых наиболее важное промышленное значение имеют такие, как Каджаран и Агарак, ныне эксплуатируемые, Личк и Анкаван, разведанные и достаточно подготовленные для промышленного освоения, Айгедзор, Шикахох и рудопроявления в верховьях р. Гехи, находящиеся в стадии предварительного изучения, и др.

Ниже, после краткой характеристики геологического строения и металлогении рудной провинции, приводится описание главнейших медно-молибденовых месторождений Армении.

Основные черты геологического строения и металлогении Армении

Территория Армянской ССР входит в осевую зону Тавро-Кавказского орогена, который как геосинклинальная область был заложен на древнем платформенном фундаменте, имеющем докембрийский возраст на юге и нижнепалеозойский возраст на севере (севернее линии Эрзерум — Ани — Арагац — Фонтан — Малишка — Ордубад — Ахар).

Южная половина области (южнее линии Ани — Ордубад) в течение всего палеозоя, мезозоя и палеогена развивалась в основном по типу миогеосинклиналей, а северная половина — по типу эвгеосинклиналей.

В региональном комплексе Армении и прилегающих районов наблюдается отчетливо выраженная вертикальная и горизонтальная структурно-тектоническая зональность, отражающая известную индивидуальность в геологическом развитии отдельных зон и этажей. В северной эвгеосинклинальной области выделяются структурно-тектонические этажи и ярусы среднего палеозоя, пермо-триаса, юры, мела и эоцена, которые отделены друг от друга угловыми и эрозионными несогласиями, особенно значительно выраженными в основании среднего палеозоя. Современная складчатая структура этой области в основных чертах оформилась в интервале времени от верхов эоцена до верхов среднего миоцена (оверс — гельвет) и завершилась в конце майкопа. В южной миогеосинклинальной области развит достаточно полный разрез от силура до плиоцена и нижнечетвертичного времени. Наиболее мощные складкообразовательные движения в этой зоне имели место в конце триаса, между верхним сеноном и нижним эоценом, между средним олигоценом и средним миоценом и в конце нижнего плиоцена.

В плане домолассовой стадии геологического развития Малого Кавказа (перед миоценом) выделяются следующие тектонические зоны: Предмалокавказский (Прикуринский) синклинорий, Сомхето-Карабахский антиклинорий, Присеванский (Севано-Амасийский) синклинорий, Кафанская моноклиналь, Памбак-Зангезурский антиклинорий, Еревано-Ордубадский синклинорий и Приараксский антиклинорий. Ширина каждой из этих зон 35—40 км. Для всех зон характерна ундуляция в продольном направлении. Система этих структур образует дугу, выгнутую к северо-северо-востоку, которая, затухая, примыкает на западе к системе Понтид, а на юго-востоке к системе Эльбурса.

На эту дугу в миоплиоцене вдоль зоны Ахалкалаки — Арагац — Варденис — Горис был наложен дисгармоничный прогиб, который отмечен мощными толщами туфобрекчий и лав неоген-антропогенового возраста и большими отрицательными аномалиями силы тяжести (по редукции Буге).

Территория Армянской ССР является одной из классических провинций мощных магматических проявлений, находящихся в закономерной связи с историей тектонического развития области.

Проявления эффузивного магматизма группируются в следующие крупные циклы: рифей — нижний палеозой, средний девон — нижний карбон, юра — нижний мел, верхний мел, палеоген, миоцен, плиоплейстоцен. В пределах этих циклов, как правило, излияния начинаются с основных лав и кончаются кислыми и сопровождаются формированием субвулканических и экструзивных тел.

В тесной (во времени) связи с эффузивным вулканизмом находится офиолитовый (габбро-перидотитовый) магматизм, первый крупный цикл которого выражен в нижнем палеозое и локализован в метаморфическом фундаменте. Второй цикл приурочен к промежутку времени между верхней юрой и средним эоценом, причем наиболее крупные проявления имели место в нижнем сеноне (Присеванский и Вединский пояса). Офиолитовые интрузии, размещенные в эоценовых отложениях, рассматриваются чаще как протрузии, связанные генетически с меловыми офиолитами.

Значительно большее развитие имеет гранитоидный магматизм. Проявления его группируются в следующие циклы: кембрий — докембрий (гранито-гнейсы и лейкократовые граниты), юра — нижний мел (гранитоиды), верхний эоцен — средний миоцен (гипабиссальные гранитоиды).

Интрузивные породы развиты во всех геотектонических зонах Армении. Интрузии Сохмето-Карабахской зоны представлены породами гранитоидного состава. Одни исследователи относят их полностью к эоцену, а другие — к эоцену и частично к нижнему мелу. В этой зоне имеют большое распространение также субвулканические образования — кварцевые порфиры, альбитофиры и др., относимые к юре и верхнему мелу и частично к эоцену.

В Памбак-Зангезурской зоне наибольшее распространение имеют гранитоиды эоценового возраста и менее — эопалеозоя.

Гипербазитовые интрузии позднемелового и частично эоценового возрастов приурочены в основном к Севано-Амасийской зоне. Здесь же обнажается ряд кварц-порфировых субвулканических интрузий, а также массивы эоценовых гранитоидов.

В пределах Араксинского пояса, объединяющего в себе Ереванo-Ордубадскую, Приараксинскую и Агрыдагскую тектонические зоны, интрузивные породы занимают незначительную площадь и отличаются малой дифференцированностью; но в ходе геологического развития проявлялись области многократно — от верхнего палеозоя до верхнего плиоцена. В этом поясе относительно большое развитие имеют габбро-перидотитовые интрузии мелового (предсантонского) возраста. Гранитоидные интрузии встречаются крайне редко, в виде небольших штоков, относимых к палеогену (рис. 7).

На территории Армянской ССР известны многочисленные месторождения металлических полезных ископаемых, часть которых или эксплуатируется, или подготавливается для промышленного освоения, или же находится в стадии разведки.

Наиболее распространенными являются месторождения цветных металлов — меди, свинца и цинка, алюминиевого и магниевого сырья, обнаружены промышленные скопления сурьмы, проявления ртути, мышьяка, висмута и др. Большое промышленное значение приобрел в республике молибден, известны проявления титана, никеля, кобальта, вольфрама. Золото и серебро являются

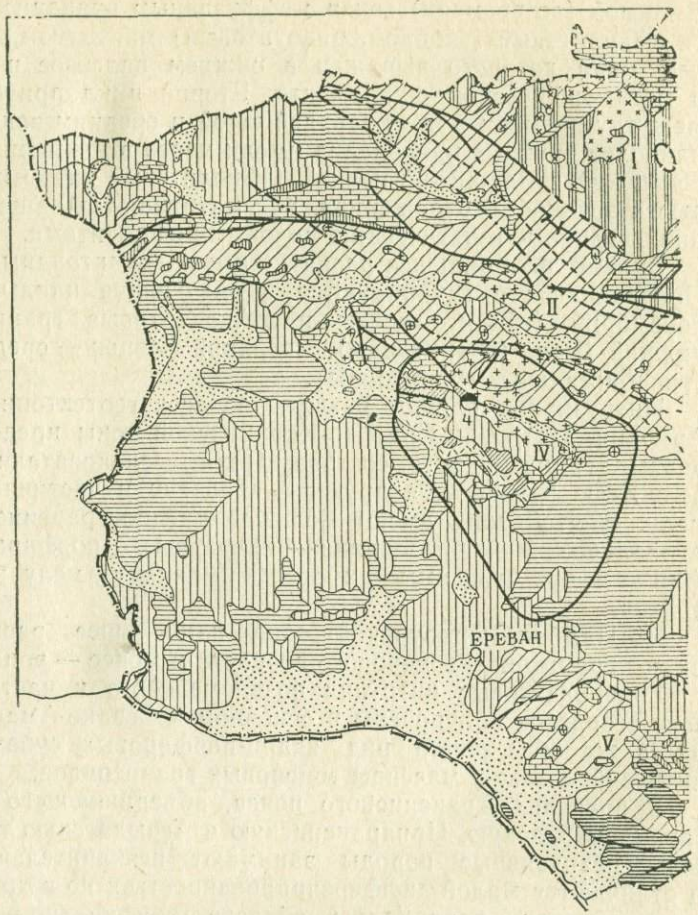
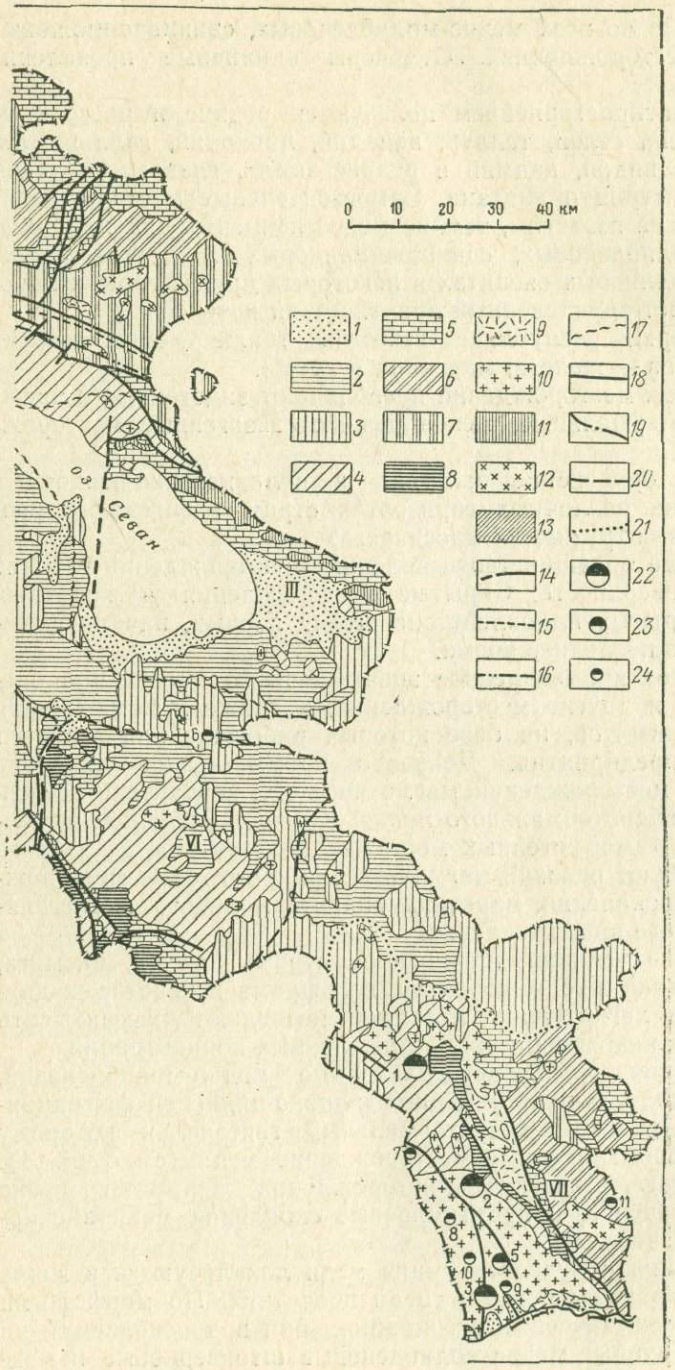


Рис. 7. Схема геологического строения и рудные области Армянской ССР. *Составил С. А. Мовсесян,* 1970 г.

Геологическая основа составлена по материалам Паффенгольца К. Н., Асланяна А. Т., Габриеляна А. А., Мкртчяна С. С., Мовсесяна С. А. и др.

Горные породы: *1* — современные аллювиально-делювиальные отложения; *2* — четвертичные лавы и туфы; *3* — лавы, туфы, туфобрекчии, гипсосоленосные отложения (неоген); *4* — вулканогенная, вулканогенно-осадочная и осадочная толщи (палеоген); *5* — карбонатные, терригенные и вулканогенно-обломочные толщи (Сч); *6* — вулканогенно-осадочные образования (*J*); *7* — вулканогенно-осадочная толща с кварцевыми порфирами и порфиритами (J_2); *8* — известняки, песчаники, кварциты, сланцы (триас, пермь, нижний карбон, девон); *9* — метаморфизованные и кристаллические сланцы с линзами мраморов, известняков и доломитов (нижний палеозой — докембрий); *10* — граниты, гранодиориты, монцониты, щелочные и нефелиновые сиениты (третичные); *11* — основные и ультраосновные интрузии (верхний мел — эоцен); *12* — граниты, плагиограниты, кварцевые диориты, габбро-диориты, альбитофиры, плагиопорфиры (мезозойские?); *13* — лейкократовые граниты, мигматиты (палеозойские?); *14* — тектонические разломы достоверные и предполагаемые. Рудные области: *15* — Алаверди-Бердская (*I*); *16* — Степанаван-Кировакан-Дилижанская (*II*); *17* — Севано-Амасийская (*III*); *18* — Разданская (*IV*); *19* — Хосровская (*V*); *20* — Айоцдзорская (*VI*); *21* — Зангезурская (*VII*). Медно-молибденовые месторождения: 22 — эксплуатируемые (1 — Дастакерт, *2* — Каджаран, 3 — Агарак); 23 — промышленного значения (4 — Анкаван; 5 — Личк); 24 — перспективные (6 — Варденис, 7 — Казанличк, 8 — Арцваберд, 9 — Айгедзор, 10 — Личкваз, 11 — Шикахох)



сопутствующими во всех медно-молибденовых, свинцово-цинковых и медных месторождениях. Отмечены единичные проявления платины.

Большим распространением пользуются редкие и рассеянные элементы: рений, селен, теллур, ванадий, цирконий, галлий, таллий, германий, индий, кадмий и редкие земли, главным образом групп церия, иттрия и лантана. Самостоятельные месторождения этих металлов не известны, тем не менее концентрация их в медных, медно-молибденовых, свинцово-цинковых и других рудах, а также в нефелиновых сиенитах и некоторых других горных породах представляет определенный практический интерес.

На территории республики известны также месторождения черных металлов — железа, марганца и хрома.

Среди рудных месторождений преобладают эндогенные и прежде всего гидротермальные; менее развиты экзогенные месторождения.

Эндогенное оруденение залегает в вулканогенно-осадочных образованиях на различных горизонтах стратиграфического разреза, а также в интрузивных массивах.

Подавляющее большинство выявленных месторождений выходит на дневную поверхность. Скрытые месторождения в коренных породах, перекрытых плиоплейстоценовыми лавами, начали выявляться только в последнее время.

Особо важное промышленное значение имеют медно-молибденовые, медные и другие месторождения, а также месторождения нефелиновых сиенитов, на базе которых работают или строятся горнорудные предприятия. Доказано промышленное значение железорудных месторождений магматического, контактово-метасоматического и гидротермального происхождения, установлена перспективность метаморфогенных месторождений титана, связанного с рутилом. Требуют ревизии магматические хромитовые месторождения и рудопроявления марганца гидротермального и эксгаляционно-осадочного происхождения.

Геологические условия проявлений сурьмы, ртути, висмута, мышьяка, а также никеля, кобальта, вольфрама и некоторых других цветных и легирующих металлов позволяют рассчитывать на возможность нахождения их промышленных концентраций.

Месторождения меди, представленные медно-молибденовой, медной, медноколчеданной и медно-свинцово-цинковой формациями, имеют в основном гидротермальный генезис, к которому относятся все промышленные месторождения меди (см. табл. 1). Контактово-метасоматические месторождения занимают резко подчиненное значение, и промышленные скопления меди в скарнах пока не установлены.

Месторождения и рудопроявления меди локализуются в зонах экзоконтактов гранитоидов или среди последних. По морфологии рудных тел и геохимическим ассоциациям они подразделяются на две основные группы: медно-молибденовые штокверковые и мед-

ные — медноколчеданные, залегающие в форме жил, линз, штоков и гнезд. В результате разведочных работ последних лет выявлены также участки с медным оруденением рассеянного прожилково-вкрапленного типа, на долю которых уже теперь приходится бо́льшая часть запасов металла собственно медных месторождений.

Медно-молибденовые месторождения, представленные преимущественно штокверками, приурочены к массивам монцонитов, гранодиоритов и сиенит-гранитов и располагаются внутри интрузивных массивов, рассеченных малыми интрузиями и дайками, и реже в их экзоконтактах. В этих месторождениях сосредоточена бо́льшая часть общих учтенных запасов меди по Армянской ССР.

К месторождениям с прожилково-вкрапленным медно-молибденовым оруденением, залегающим в форме штокверков, относятся Каджаран, Агарак, Личк, Айгедзор, Дастакерт и др. Большинство из них находится в южной части Армянской ССР и размещается вдоль крупного Дебаклинского разлома. К этому же типу на севере республики относится Техутское медно-молибденовое месторождение, приуроченное к кварцевым диоритам Кохбского интрузивного массива.

В рудовмещающих породах — монцонитах и гранодиоритах — широко развит комплекс даек гранодиорит-порфиров и других жильных пород, вдоль которых фиксируются зоны дробления гидротермально измененных оруденелых пород; дайки также гидротермально измененные, но большей частью безрудные. Однако, поскольку оруденение развивается вблизи от них, они могут рассматриваться в качестве одного из поисковых признаков на медно-молибденовые руды.

Главными рудными минералами медно-молибденовых месторождений являются халькопирит, молибденит, пирит.

Медные и медноколчеданные месторождения залегают преимущественно в вулканогенных толщах и обычно приурочены к сводовым частям куполовидных антиклинальных поднятий; контролируют оруденение разрывные нарушения и благоприятные для рудоотложения породы.

Медь концентрируется также в серноколчеданных и полиметаллических рудах Тандзутского, Чибухлинского, Ахтальского и других месторождений. На долю полиметаллических руд приходится не более одного процента учтенных запасов меди республики (Ахтала и Шаумянский участок Кафанского месторождения). Основные рудные минералы в них представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и реже блеклыми рудами.

Оруденение контактово-метасоматического происхождения встречается в форме небольших штокверков, прожилков и гнезд. Такое оруденение известно на Цакери-Дошском скарновом месторождении, расположенном на северо-восточном контакте Кохбского интрузива, на контактово-скарновом участке Анкаванского

месторождения и др. В состав этих руд входят гематит, пирит, халькопирит и молибденит.

Таким образом, в Армянской ССР ведущее положение по меди занимают месторождения медно-молибденовой формации. На втором месте находятся месторождения медной и медноколчеданной формаций. Подчиненное значение имеют месторождения медно-свинцово-цинковой формации.

Месторождения свинцово-цинковых руд распространены меньше; они находятся в Алаверди-Шамшадинской, Айоцдзорской и Зангезурской рудных областях.

В пределах рудных полей и районов, где развиты медно-молибденовое, медное и медноколчеданное оруденения, свинцово-цинковые руды размещаются на флангах и верхних горизонтах этих полей и представляют собой минеральные ассоциации последних стадий единого рудного процесса. Важно отметить, что относительно крупные концентрации свинцово-цинковых руд известны в медно-полиметаллических и медноколчеданных месторождениях (Ахтала, Газма, Аткиз, Сари-Таг и др.), ценность которых может значительно повыситься при условии попутного извлечения меди, золота, серебра и других компонентов.

Определенное значение приобретают в республике месторождения сурьмяных руд, выявленные в Айоцдзоре и в пределах Севано-Амасийского пояса. Сурьмяная минерализация ассоциируется со свинцово-цинковой, образуя сурьмяно-полиметаллическую формацию (Азатекское месторождение) и мышьяком, никелем и кобальтом (Амасийское месторождение). Пространственно эти месторождения примыкают к площадям развития кислых и умеренно кислых интрузий.

В республике выявлены также многочисленные проявления ртутного оруденения (в Варденисском и Шамшадинском районах, в бассейне р. Марцигет-Лорут и в районе Веди). Ореолы рассеяния киновари развиты в эндо- и экзоконтактах плагиогранитов; киноварь в свинцово-цинковых рудах находится в тесной ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

В ряде пунктов Армянской ССР отмечено присутствие касситерита, однако крупные концентрации его пока не установлены. Касситерит установлен в шлихах рек Арзакан, Мармарик, Касах, Берд, Агстев, Дебед, Арпа и др.; обнаружен он в Хосровской и Элпин-Советашенской ртутноносных зонах, а также в районах золоторудных проявлений. Касситерит встречается в ассоциации с самородным висмутом, серебром, а также с галенитом, сфалеритом, киноварью и минералами меди.

Мышьяковое оруденение проявляется в виде сурьмяно-мышьяковых и медно-мышьяковых руд, представленных небольшими рудными телами с антимонитом (Азатекское месторождение), реальгаром и аурипигментом (Амасийское месторождение) и энаргит-тенантитовыми рудами (проявления в Степанаванском районе).

В последнее время на территории Армении выявлено довольно интенсивное висмутовое оруденение, отмеченное в рудах медно-молибденовых, медных, медноколчеданных, свинцово-цинковых, золото-теллуровых месторождений. Высокое содержание висмута отмечено, в частности, в рудах Личквазского медно-полиметаллического месторождения, Азатекского свинцово-цинково-сурьмяного месторождения и др.

В условиях Армении в качестве алюминиевого сырья приобрели промышленное значение нефелиновые сиениты, широко распространенные в пределах Зангезурского интрузивного массива (Мегринский, Кафанский районы), щелочного комплекса пород Памбакского хребта (Тежсарский массив), а также в ряде других районов.

Главными видами магниевого сырья в республике являются магнезиты Севанского офиолитового пояса и доломиты Лусадзорского и Арзаканского месторождений; промышленное содержание магния установлено в железных рудах Сваранцского месторождения.

Из легирующих металлов в Армянской ССР наибольший удельный вес имеет молибден, месторождения которого будут охарактеризованы ниже.

Определенные перспективы для промышленного использования приобретает титан. Встречается он в собственно магматических месторождениях и ассоциируется с железом в гематит-магнетитовых (Камакар) и титаномагнетитовых (Сваранц) рудах. Титан связан также с рутилом, развитым в составе сланцев Арзакан-Апаранского метаморфического комплекса эопалеозоя, и с титаномагнетитовыми рудами Агарцинского экзогенного месторождения, где рудовмещающими являются пласты титаномагнетитовых песчаников.

За последние годы в Армянской ССР выявлены сульфидные и силикатные никель-кобальтовые руды. Никеленосным является Присеванский офиолитовый пояс, где с гипербазитовыми интрузивными массивами генетически связана никель-кобальтовая минерализация, представленная вкрапленным типом оруденения (Шоржинский, Джил-Сатанахачский, Амасийский массивы); выявлены экзогенные силикатные никелевые руды.

Помимо упомянутых легирующих металлов на территории республики установлены признаки вольфрамового оруденения (шеелит), развитого в скарновых образованиях, приуроченных к экзоконтакту умеренно кислых интрузивных пород. В скарнах Анкаванского медно-молибденового месторождения содержание вольфрама колеблется от следов до 0,85%.

Ванадий в Армянской ССР встречается почти во всех известных железорудных месторождениях в виде изоморфной примеси в магнетите. На Сваранцском железорудном месторождении содержание пятиокиси ванадия в руде достигает 0,2%, а в рудах Агарцинского месторождения — до 1,0%.

Месторождения собственно серебряных руд в Армении неизвестны. Серебро концентрируется в основном в составе сульфидов цветных металлов и извлекается попутно из медно-молибденовых, медных, медноколчеданных и полиметаллических руд. Из минералов серебра установлены гессит, самородное серебро, аргентит и др. Относительно богатые концентрации серебра находятся в рудах медных, медноколчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождений.

Признаки платинового оруденения установлены в ультраосновных породах и хромитовых телах Севкар-Амасийского офиолитового пояса и в ряде других районов.

Среди месторождений черных металлов определенный интерес представляют железорудные месторождения апатит-магнетитовой формации (Капутанское — в Абовянском районе и Камакарское — в Сюнике), титаномагнетитовой формации (Сваранцское — в Горийском районе) и скарново-магнетитовой формации, к которой относятся контактово-метасоматические месторождения (Разданское, Ахавнадзорское и другие в Разданском районе и Кохбская группа месторождений в Ноемберянском районе).

Проявления марганца в Армянской ССР представлены псиломелан-пиролюзитовыми и частично браунит-родонитовыми рудами, развитыми в виде пластообразных и жилообразных тел и брекчированных зон среди вулканогенно-осадочной толщи верхнего мела. Наибольший интерес представляет Севкар-Саригюхская группа проявлений в Иджеванском районе, Сваранцское в Горийском районе, Горадисское, Мартиросское и Кармрашенское проявления в Айоцдзоре.

Месторождения и проявления хромита представлены небольшими скоплениями массивных и вкрапленных руд, залегающих среди дунитовых массивов. Из них следует отметить Шоржинскую, Джильскую и Даринскую группы, установленные на северо-восточном побережье оз. Севан.

Как отмечалось, особенности эндогенного оруденения Армении выражаются в повышенном содержании в рудах всех формаций редких и рассеянных элементов — рения, селена, теллура, кадмия, галлия, германия и др. Проявляются они в виде изоморфной примеси в сульфидах, породообразующих силикатах и акцессорных минералах, а также в виде самостоятельных минералов.

По данным И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна, А. С. Фарамазяна и др. (1963), максимальные концентрации редких и рассеянных элементов отмечены в рудах и минералах средних и отчасти поздних стадий минерализации.

Редкие земли установлены в ряде минеральных ассоциаций. В этом отношении определенный интерес представляют нефелиновые и щелочные сиениты, развитые на Памбакском хребте, в пределах Тежсарского щелочного массива. Из группы редких земель в породах этого массива установлены церий, лантан, иттрий, празеодим, иттербий и самарий. Для нефелиновых и щелочных

сиенитов характерно присутствие (в акцессорных концентрациях) галлия, циркония, гафния, тантала и др.

Как следует из приведенного выше краткого перечня, в Армянской ССР широко распространены руды цветных, легирующих, благородных и черных металлов, а также редкие и рассеянные элементы. Наряду с известными промышленными месторождениями, республика располагает большими потенциальными возможностями для выявления новых ресурсов металлических полезных ископаемых.

Первые металлогенические карты для Армении и отдельных ее рудных районов были составлены уже в 1944—1945 гг. И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном. Ими выделены три металлогенических пояса — Алаверди-Кафанский, Севано-Амасийский и Памбак-Зангезурский, в основном совпадающих с соответствующими геотектоническими зонами К. Н. Паффенгольца.

А. Т. Асланян (1958) выделяет для Малого Кавказа Прикуринскую, Сомхето-Карабахскую (Алавердскую), Присеванскую, Кафанскую, Памбак-Зангезурскую, Еревано-Ордубадскую и Приараксинскую структурно-металлогеническую зоны, совпадающие с выделенными им тектоническими зонами.

Б. С. Вартапетян (1965) выделяет для территории Армении три рудные области: Северо-Восточную, приуроченную к северо-восточному антиклинорию; Центральную, вытянутую вдоль Севано-Амасийской зоны глубинных разломов; Юго-Западную, приуроченную к юго-западному синклинорию.

Все указанные авторы (С. С. Мкртчян, 1958; И. Г. Магакьян, 1966) подчеркивают в своих работах резкие отличия выделенных ими рудных поясов по геологическому строению, истории формирования, магматизму и металлогении. По их мнению, для Алаверди-Кафанского пояса медноколчеданного оруденения характерны медно- и барит-полиметаллические колчеданные месторождения, скарновые месторождения магнетитовых руд доверхнеюрского и частью нижнемелового возраста.

Памбак-Зангезурский пояс, сложенный палеозойскими толщами, перекрытыми вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и палеогена, прорванными гранитоидами третичного возраста, характеризуется медно-молибденовым оруденением.

Для Севано-Амасийского пояса типичны хромитовое оруденение (среди гипербазитов) и низкотемпературная минерализация золота, ртути, сурьмы, мышьяка — (в генетической связи с гранитоидами).

В пределах указанных трех рудных поясов И. Г. Магакьян (1966) выделяет шесть разновозрастных магматических циклов, с каждым из которых связаны самостоятельные периоды минерализации; подчеркивается специфика металлогении каждого магматического цикла, а в ряде случаев и отдельных фаз внедрения, а также специализация минерализации отдельных структурных зон одноименных рудных поясов.

Следует отметить, однако, что некоторые положения, вытекающие из концепций И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна, не согласуются с новым фактическим материалом или встречают возражения других исследователей. Так, К. Н. Паффенгольц (1959 г.) и А. Т. Асланян (1958) отрицают тектоническую связь Алавердского и Кафанского рудных районов, а Б. С. Вартапетян (1965) считает недостаточно обоснованным выделение Памбак-Зангезурской и Алаверди-Кафанской зон. Соответственно оказывается дискуссионным вопрос, являются ли медное оруденение Кафанского и Алавердского рудных районов и медно-молибденовое оруденение Каджаранского и Агаракского месторождений резко разновозрастными или они образовались в один тектоно-магматический этап. Нет единого мнения также по вопросу о возрасте и количестве металлогенических эпох. Решение всех упомянутых вопросов в настоящее время имеет особенно важное научное и практическое значение, поскольку они должны быть положены в основу глубинных поисков, направленных на выявление скрытых месторождений.

Анализируя имеющийся новый фактический материал, С. А. Мовсесян (1969_1) оспаривает ряд положений, касающихся строгой специализации рудных поясов, разновозрастности медных и медно-молибденовых месторождений, выделения многочисленных магматических циклов и соответствующих им металлогенических эпох на территории Армении, имеющей, относительно небольшую площадь. Он считает, что имеющийся фактический материал хорошо увязывается с представлением о едином этапе формирования эндогенного оруденения, который проявлялся в ряде последовательных стадий в период, соответствующий концу тектоно-магматического цикла, завершившегося в альпийскую эпоху.

В размещении оруденения отчетливо вырисовывается контролирующая роль крупных разрывных нарушений и складчатых структур, а также сопряженных с ними поперечных разрывов и зон дробления.

Важное значение для локализации оруденения имеют литологические и физико-механические свойства вмещающих пород в благоприятном сочетании, естественно, с магматическими и тектоническими факторами.

В свете изложенного региональная зональность в размещении оруденения в рудных поясах, тяготеющих к определенным тектоническим блокам территории Армении, при наличии в одних блоках в подчиненном развитии месторождений, типичных для других поясов, может быть объяснена различной историей геологического развития каждого из этих тектонических блоков.

По имеющимся данным, вертикальный размах оруденения для медно-молибденовых месторождений составляет не менее 800—1000 м; для других типов месторождений он может быть и значительно бо́льшим. Общий вертикальный размах эндогенного оруденения (критическая зона) в Армении достигает 1750 м, а с уче-

том данных по Аванскому рудопроявлению пирита — до 3000 м и более.

Согласно исследованиям А. Т. Асланяна (1958), верхние части медно-молибденовых месторождений Армении сформировались на глубине порядка 1500 м, а свинцово-цинковых — около 1000 м. Близкая цифра глубин формирования от поверхности получена К. А. Карамяном для медно-молибденовых месторождений Зангезура.

Таким образом, новый подход к выяснению основных закономерностей пространственного размещения месторождений, вытекающий из анализа накопленного фактического материала, позволяет благоприятно оценить рудные ресурсы территории Армянской ССР. Это выражается в возможности установления различных типов эндогенного оруденения в пределах всех тектонических блоков и по всему стратиграфическому разрезу, вплоть до самых молодых толщ, что, естественно, существенно расширяет перспективные площади.

Придавая большое значение геолого-экономическому районированию, определению геохимических и промышленных узлов, С. А. Мовсесян (1969_2) выделяет на территории Армении семь рудных областей (см. рис. 7) — Зангезурскую, Айоцдзорскую, Хосровскую, Разданскую, Севано-Амасийскую, Степанаван-Кировакан-Дилижанскую и Алаверди-Бердскую. Они не равноценны как по степени геологической изученности и разведанности месторождений полезных ископаемых, так и по минеральным ресурсам и промышленному развитию. Тем не менее, их можно отчетливо подразделить на три группы. К первой относятся Зангезурская и Алаверди-Бердская области, представляющие собой старые центры горнорудной и металлургической промышленности. Здесь геологоразведочные работы должны быть направлены в первую очередь на расширение сырьевой базы действующих предприятий и выявление новых месторождений вблизи них с целью увеличения добычи руд и производства металлов.

Ко второй группе рудных областей относятся Разданская и Севано-Амасийская, в которых на базе недавно разведанных запасов сырья создаются новые промышленные центры (Разданский горнохимический комбинат по производству глинозема из нефелиновых сиенитов и др.). Здесь наряду с расширением сырьевой базы созданных и создаваемых предприятий ставится задача выявить и довести до промышленного освоения месторождения железа, титана, ртути, никеля, кобальта, сурьмы и других металлов.

К третьей группе относятся Айоцдзорская, Хосровская и Степанаван-Кировакан-Дилижанская рудные области. В пределах этих областей нет действующих и строящихся горнорудных предприятий. Однако геологическое строение и металлогенические особенности их достаточно благоприятны, и здесь могут быть также выявлены промышленные медные, медно-молибденовые, свинцово-

цинковые, ртутные, висмутовые и некоторые другие месторождения.

В дальнейшем изложении материалов авторы настоящей работы будут придерживаться указанной выше группировки рудных областей, а внутри них — рудных районов.

Медно-молибденовые месторождения являются единственным для молибдена и главным для меди источником производства этих металлов в Армянской ССР.

Из известных в настоящее время медно-молибденовых месторождений республики резко преобладающая часть приходится на Зангезурскую рудную область. Менее характерны они для Айоцдзорской, Разданской и Алаверди-Бердской рудных областей. Слабая минерализация молибдена совместно с медью обнаружена также в остальных рудных областях республики — Хосровской, Севано-Амасийской и Степанаван-Кировакан-Дилижанской (см. рис. 7).

Зангезурская рудная область включает в себя четыре южных административных района Армении; распространяется примерно в меридиональном направлении от государственной границы СССР с Ираном — р. Аракс на юге республики до Сисианского района на севере. На востоке она ограничивается административной границей Армянской ССР с Азербайджанской ССР, а на западе — Зангезурским (Конгуро-Алангезским) хребтом.

В геологическом строении области принимают участие метаморфические сланцы докембрия или нижнего палеозоя, вулканогенные и осадочные толщи юрского, мелового и третичного возрастов, которые сложены в крупные складки общекавказского простирания, усложненные разрывными нарушениями. Вулканогенные породы прорваны крупным массивом гранитоидов, слагающим южную половину Зангезурского хребта.

Занимая в пределах Союза ССР площадь в 1000 км², упомянутый массив в значительной своей части переходит в Иранский Карадаг. Большинство исследователей гранитоиды южной части Зангезурского хребта относят к посленижнемиоценовому возрасту, связывая его со штирийской фазой альпийского орогенического цикла.

Характеризуемый интрузивный массив Зангезура представляет собой сложный плутон, образовавшийся в результате ряда последовательных фаз интрузивной деятельности, связанных с дифференциацией единого магматического очага. Породы отдельных фаз, имеющих различные петрографический состав и структуру, образуют друг с другом четкие интрузивные контакты. Общепринятыми самостоятельными фазами плутона являются монцониты, банатиты, порфировидные гранодиориты, граниты и граносиениты, щелочные и нефелиновые сиениты. Некоторые исследователи относят к ним еще массивы габбро, габбро-диоритов и некоторых других пород. Главный интрузивный массив сопровождается рядом менее крупных тел тех же гранитоидов, располагающихся у север-

ного и восточного его краев. Последними проявлениями интрузивной деятельности являются многочисленные дайки гранодиорит-, сиенит-, диорит-порфиров и альбитофиров, а также относительно малочисленные жилы лампрофиров, аплитов и пегматитов. Жильные образования приурочены преимущественно к определенным интервалам разрывных нарушений, зонам контактов как разновозрастных интрузивных тел, так и всего плутона с вмещающими толщами вулканогенных и осадочных пород.

Рассматриваемая рудная область рассекается крупным Дебаклинским разломом, ориентированным на северо-запад с крутым падением на северо-восток. Этот разлом контролирует пространственное распределение оруденения эндогенных месторождений области — Каджаранского, Агаракского, Личского, Дастакертского и ряда других медно-молибденовых месторождений. Зангезурская рудная область подразделяется на Мегринский, Каджаранский, Гехинский, Кафанский и Дастакертский рудные районы, каждый из которых отличается своей рудоносностью.

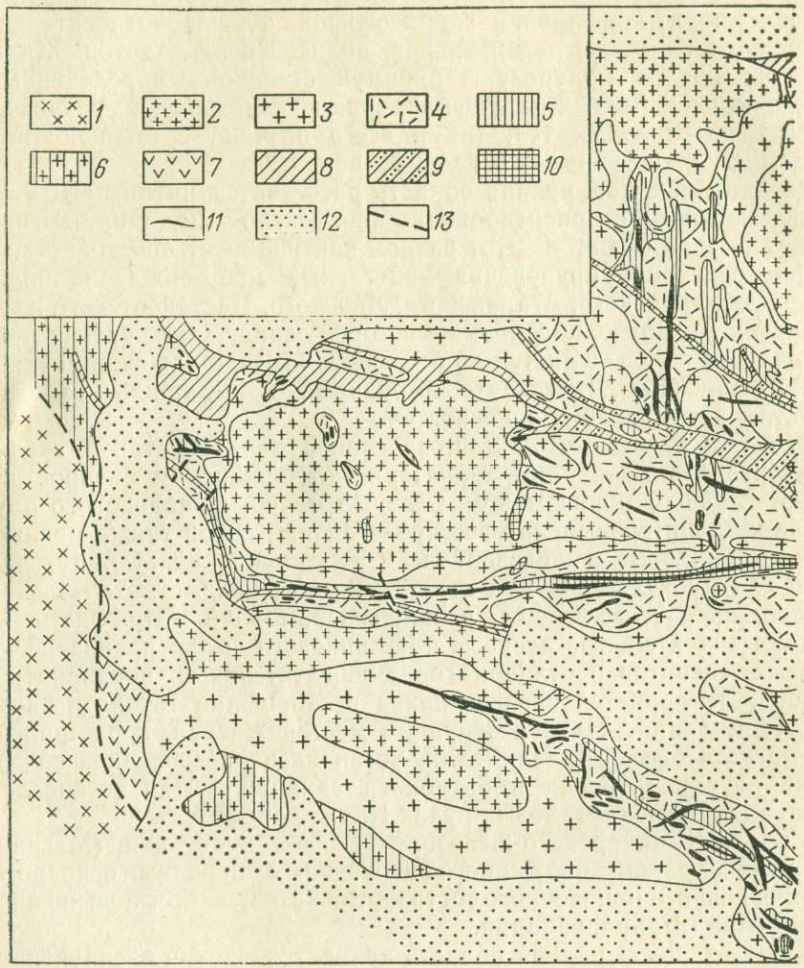
Как уже указывалось, Зангезурская рудная область и входящие в нее рудные районы характеризуются широким распространением главным образом комплексного медно-молибденового оруденения. Значительный интерес представляют собой также медные, свинцово-цинковые и железорудные месторождения. Сопутствующими для многих типов руд являются такие ценные металлы, как серебро, висмут, вольфрам, рений, селен, теллур и др. Здесь же имеются значительные ресурсы алюминиевого сырья в виде нефелиновых сиенитов и отходов горно-обогатительных предприятий. Эта область является перспективной в отношении титана и ванадия. На Сваранцском железорудном месторождении, представленном магнетитовыми оливинитами, установлено повышенное содержание двуокиси титана и пятиокиси ванадия. Титан установлен также в медно-молибденовых рудах Каджарана.

В рудах Камакарского железорудного месторождения (Мегринский рудный район), сложенного интрузивными породами основного, ультраосновного и щелочного состава, также отмечается повышенное содержание титана и ванадия.

В Зангезурской рудной области находятся все три эксплуатируемых ныне медно-молибденовых месторождения Армении — Каджарское, Агаракское и Дастакертское, а также древние, действующие в настоящее время медные рудники Кафана.

По прогнозной оценке, при выполнении необходимого объема геолого-поисковых и разведочных работ можно добиться значительного наращивания запасов меди и молибдена, а также серебра, железа и других металлов как на флангах и глубоких горизонтах известных месторождений области, так и за счет выявления новых рудных объектов на новых площадях.

Ниже переходим к описанию главнейших медно-молибденовых месторождений Армении, начиная с Зангезурской рудной области.



Разрез по линии А-А'

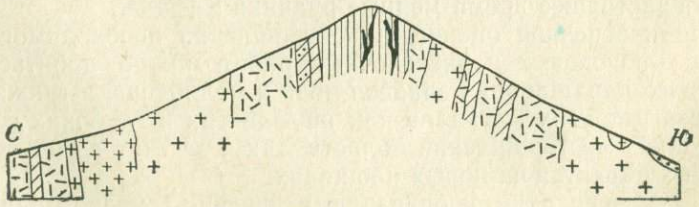


Рис. 8. Схематическая структурно-геологическая карта месторождения Каджаран. Составил *С. А. Мовсесян*

1 — порфировидные граниты и гранодиориты; *2* — монцониты (сиенит-диориты, диориты, сиениты); *3* — слабо гидротермально измененные монцониты; *4* — сильно гидротермально измененные рудовмещающие монцониты; *5* — вторичные кварциты; *6* — измененные монцониты зоны разлома; *7* — измененные порфириты зоны разлома; *8* — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, альбитофиры и другие жильные породы; *9* — гидротермально измененные жильные породы; *10* — аплиты, гранит-аплиты; *11* — кварцевые рудоносные жилы; *12* — аллювиально-делювиальные отложения; *13* — тектонические нарушения

Месторождение Каджаран

Среди медно-молибденовых месторождений Армении Каджаран выделяется своим масштабом. Здесь сосредоточена значительная часть промышленных запасов молибдена и меди республики. Относительно высока его роль и в общих ресурсах серебра, рения и ряда других металлов.

На базе этого месторождения создано и действует наиболее важное в Армении горнорудное предприятие, обладающее всеми условиями для дальнейшего увеличения добычи и переработки медно-молибденовых руд. Месторождение разрабатывается карьером.

Описываемое месторождение находится в южной части Армении, на восточном склоне Зангезурского хребта, в верховьях р. Вохчи.

Геология месторождения детально описана в работах К. А. Карамяна, С. С. Мкртчяна (1958, 1969), С. А. Мовсесяна (1941) и других авторов.

Геологическое строение. Каджаранское рудное поле объединяет одноименное месторождение и ряд мелких месторождений и рудопроявлений (рис. 8).

Граница рудного поля на западе отчетливо вырисовывается по контакту массивов монцонитов и порфировидных гранодиоритов. На севере его контур также четко фиксируется контактом вулканогенно-осадочной толщи с массивом монцонитов; восточная граница проходит у селения Аткиз, где система северо-восточных разрывов постепенно затухает к восточному контакту интрузива в районе селения Анд; южная — проходит севернее Дебаклинского перевала и прослеживается на участках затухания разрывных нарушений, оперяющих Дебаклинский разлом. Промышленное медно-молибденовое оруденение установлено на значительной площади.

Район месторождения сложен вулканогенными образованиями нижнего эоцена и прорывающими их интрузивными породами, принадлежащими к двум фазам Конгуро-Алангезского полифазного плутона — монцонитовой и порфировидных гранитов и гранодиоритов. Более ранним является монцонитовый массив, слагающий все рудное поле и выходящий за его пределы в южном и восточном направлениях; порфировидные граниты и гранодиориты слагают западную часть района месторождения, образуя вытянутый в меридиональном направлении крупный массив, наклоненный на восток-северо-восток. На западе (в водораздельной части главного хребта) этот массив прорывает банатиты, представляющие собой другую самостоятельную фазу сложного плутона. В районе месторождения контакт между монцонитами и порфировидными гранитоидами тектонический, их разграничивает крупный Дебаклинский разлом северо-западного (320—340°) простирания (см. рис. 8,9).

Вулканогенные породы, представленные порфиритами и подчиненными им туфами, туфобрекчиями и туффитами, обнажаются в

северной части рудного поля. В контакте с интрузивными массивами они изменены и превращены в различные контактовые роговики, кварциты, скарноиды и другие разновидности контактово-метасоматических пород. Процессы эндоконтактового метаморфизма выражены относительно слабее и проявляются в амфиболизации и эпидотизации интрузивных образований.

Монцонитовый массив по своему петрографическому составу также неоднороден; наряду с преобладающими типичными монцонитами встречаются составляющие между собой постепенные переходы кварцевые монцониты, сиенит-диориты, сиениты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты и реже габбро.

Породы, слагающие монцонитовый массив, крупнозернистые, обычно темно-серые; невооруженным глазом среди них ясно различаются главные породообразующие минералы. Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая, чаще монцонитовая. Главные минералы — кварц (2%), анортоклаз (33%), плагиоклаз № 56—57 (35%), роговая обманка

Рис. 9. Геологический разрез Каджаранского медно-молибденового месторождения. По *К. А. Карамяну*

1 — четвертичные отложения; *2* — неизмененные монцониты; *3* — слабо гидротермально измененные монцониты; *4* — сильно гидротермально измененные монцониты; *5* — дайки гранодиорит-порфиров 1 этапа внедрения; *6* — дайки гранодиорит-порфиров 2 этапа внедрения; *7* — дайка лампрофиров; *8* — порфировидные гранодиориты; *9* — кварцеворудные жилы; *10* — околорудные гидротермально измененные породы; *11* — зона дробления Дебаклинского разлома.

(10%), моноклинный пироксен (авгит, около 1%) и биотит (13%); второстепенные — сфен, апатит, циркон и рудные минералы.

Вдоль разрывного нарушения, проходящего между двумя фазами плутона в пределах узкой полосы, монцониты интенсивно раздроблены. В зоне этого нарушения наблюдается серия плоскостей скольжения с глинкой трения.

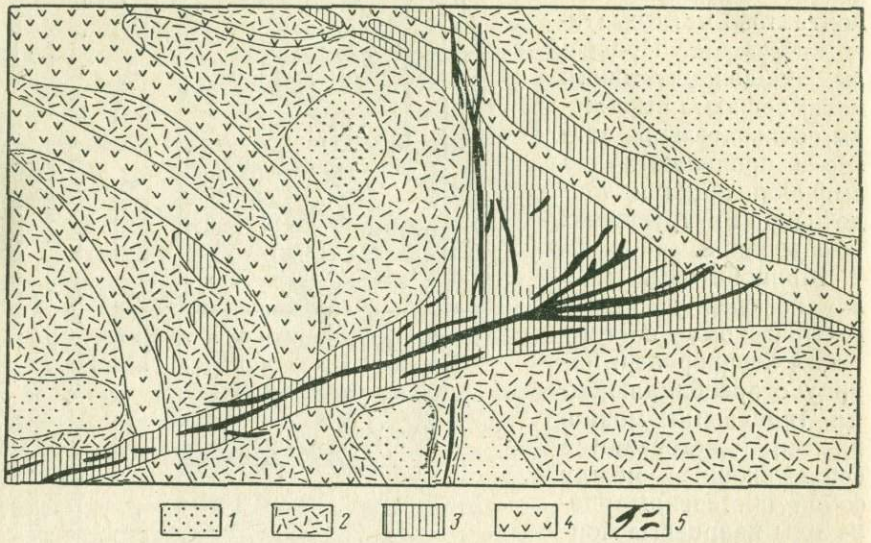


Рис. 10. Взаимоотношения рудных жил с дайками (зарисовка):

1 — слабо гидротермально измененные монцониты; *2* — сильно гидротермально измененные монцониты; *3* — вторичные кварциты; *4* — гидротермально измененные жильные порфиры; *5* — сульфидно-кварцевые жилы

Раздробленные породы, сопровождающие упомянутый разрыв, местами каолинизированы, карбонатизированы и окварцованы. Интенсивно развитая рудная минерализация среди гидротермально измененных монцонитов, сопровождающих зону нарушения, не проявляется.

Породы, слагающие массив порфировидных гранитоидов в районе Каджаранского месторождения, представлены главным образом крупнозернистыми гранитами, образующими на соседних участках незаметные переходы в гранодиориты, адамеллиты и сиениты. Некоторые авторы в пределах массива порфировидных гранитоидов выделяют несколько подфаз (порфировидные граниты, среднезернистые гранодиориты и крупнокристаллические порфировидные гранодиориты), которые свидетельствуют о том, что в пределах отдельных крупных фаз интрузивной деятельности могло иметь место многократное внедрение магматических расплавов.

В геологическом строении Каджаранского рудного поля, как и всего обширного района Зангезурского плутона, важную роль играют жильные породы, главным образом гранодиорит- и сиенит-порфиры, диорит-порфириты, альбитофиры и др. (рис. 10, 11). Менее распространены лампрофиры и аплиты, принадлежащие к нескольким генерациям. Следует считать полностью доказанным дорудный возраст всех жильных пород описываемой рудоносной площади, поскольку все они пересекаются рудными прожилками и подвергнуты гидротермальному изменению.

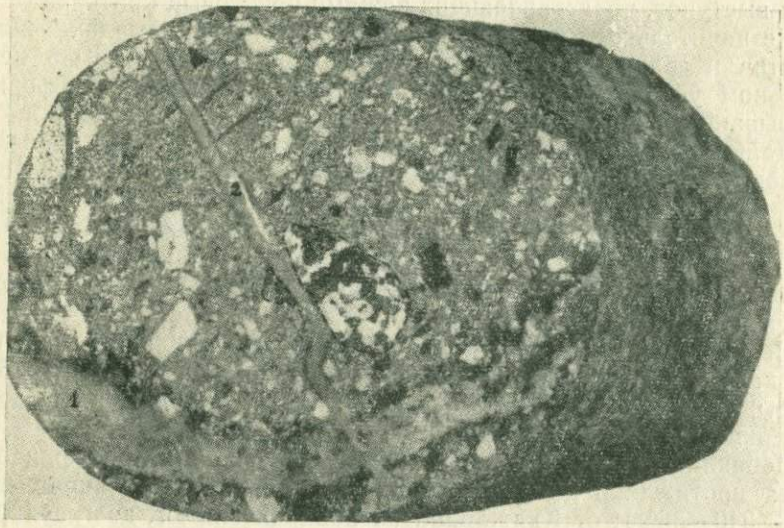


Рис. 11. Диорит-порфирит с обломками монцонита, с кальцитовыми (1) и халцедон-доломитовыми прожилками (2). Месторождение Каджаран, нат. вел.

В собственно Каджаранском рудном поле встречаются преимущественно гранодиорит-порфиры и некоторые другие близкие к ним разновидности пород. Структура этих пород порфировая; для основной массы структуры — тонкоголокристаллическая и нередко фельзитовая.

В рудном поле преобладают дайки субширотного и северо-западного (300—340°) простирания, но развиты и дайки северо-восточного (65—80°) направления. Падение их, как правило, крутое, изменяется по простиранию и падению. Мощность даек колеблется в пределах от 0,5—1,0 до 20—22 м и больше. Строение их сложное, часты апофизы; имеются случаи нормального смыкания даек разного простирания, а также соединения параллельных даек диагональными ответвлениями. В результате (особенно на Центральном участке месторождения) образуется сложная сеть даек порфиров, пронизывающих монцониты. Следует

подчеркнуть важную особенность: дайки развиты главным образом среди монцонитов, в вулканогенной же толще и особенно в порфировидных гранодиоритах они встречаются значительно реже.

На участках, примыкающих к региональному разлому, дайки порфиров часто изменяются по мощности и простиранию; достигая главной тектонической зоны, они обрываются и в порфировидные граниты не переходят.

Будучи более устойчивыми в отношении эрозии, особенно когда они окварцованы и изменены гидротермальными растворами, дайки порфиров выделяются во всем районе в виде линейных скалистых выступов, представляющих важный поисковый критерий.

Незначительное распространение получили и мелкие жилы аплитов и гранит-аплитов; последние прослеживаются на центральном участке в виде небольших тел неправильной формы, прорывающих монцониты.

Дайки интрузивных пород, широко развитые в Каджаранском рудном поле и по всему обширному Зангезурскому плутону, следует отнести к комплексу малых интрузий. Кислые и средние разности этих образований, по-видимому, связаны с теми же магматическими очагами, что и крупные интрузивные массивы. Не исключено, что дайки лампрофиров связаны с более глубинным магматическим очагом.

Непосредственно в рудном поле возможно наблюдать разрывные нарушения, представленные Дебаклинским региональным разломом, а также серией нарушений второго порядка и мелкими трещинами различных систем.

Дебаклинский разлом с некоторыми перерывами прослеживается на протяжении до 40 км в близмеридиональном направлении (ССЗ 340—360°); от Каджарана он проходит на юг, до государственной границы с Ираном. В районе месторождения он проходит по контакту двух крупных фаз Зангезурского плутона — монцонитов и порфировидных гранодиоритов; падает на восток-северо-восток под углами 45—60°. Это крупное разрывное нарушение представляет собой взброс, контролирующий основную часть медно-молибденовых месторождений района — Каджаран, Личк, Агарак и другие, размещенных, согласно новейшим исследованиям ряда авторов, в участках изгиба этого разлома.

Относительно крупные разрывные нарушения второго порядка, выполненные впоследствии жильными порфирами и мощными кварцево-рудными жилами и являющиеся по отношению к главному разлому оперяющими трещинами, принадлежат к следующим двум основным системам: 1) северо-западного до меридионального направления (трещины скалывания) с преимущественным падением на северо-восток; 2) северо-восточного до широтного направления (трещины отрыва) с преимущественным падением на северо-запад.

Наряду с крупными нарушениями, рудное поле изобилует многочисленными мелкими трещинами различного направления и

падения, которые образуют восемь систем трещиноватости (Мовсесян, 1940).

Как показали полевые исследования, по главному разрыву — Дебаклинскому разлому — имели место многократные перемещения прилегающих блоков пород, в результате которых в монцонитах (в висячем боку) образовались зоны интенсивного дробления. Эти зоны и оказались наиболее благоприятными участками для внедрения магматических расплавов и образования даек порфиров, а в последующем — для проникновения из глубин металлоносных растворов и отложения руд.

Следует отметить, что порфировидные гранодиориты, составляющие лежачий бок взброса, претерпели значительно меньшую деформацию и безрудны.

Дайки интрузивных пород подвержены трещиноватости в меньшей степени.

На многих участках рудного поля, особенно на Центральном, монцониты интенсивно гидротермально изменены. Измененные породы тянутся вдоль даек жильных порфиров и крупных кварцеворудных жил; они развиты также в местах наибольшего дробления монцонитов. При близком расположении разрывных нарушений, по которым циркулировали гидротермальные растворы, зоны измененных пород сливаются, образуя сплошные поля, как это наблюдается на Центральном участке месторождения (см. рис. 8). Степень метаморфизма различная — от интенсивной серицитизации и окварцевания до обесцвечивания монцонитов в результате хлоритизации цветных минералов, серицитизации полевых шпатов и альбитизации плагиоклазов. Степень гидротермального метаморфизма монцонитов постепенно уменьшается по мере удаления от контролирующих оруденение даек порфиров и разрывных нарушений.

В пределах рудного поля жильные порфиры также подверглись гидротермальным изменениям — окварцованы, биотитизированы, карбонатизированы, тогда как вне зоны минерализации они оказались без заметного изменения. Нередко по простиранию одной и той же дайки наблюдается чередование неизмененных участков с измененными. Интенсивность метаморфизма жильных порфиров, как правило, постепенно убывает в направлении от зальбандов даек к их середине (см. рис. 9).

Морфология оруденения и роль даек порфиров в формировании месторождения. Оруденение Каджаранского месторождения представлено в основном густой сетью прожилков и вкрапленностью рудных минералов, развивающихся в гидротермально измененных монцонитах и образующих штокверк удлиненной формы; для отдельных участков этого штокверка характерна определенная преобладающая система рудных прожилков.

Важной особенностью оруденения Каджаранского месторождения является приуроченность рудных прожилков к приповерхностным частям пологонаклонных плоскостей отдельности,

а с глубиной — к крутопадающим плоскостям. Это явление можно объяснить тем, что монцонитовый массив мало эродирован, а верхняя часть рудоносных зон пространственно тяготеет к апикальной части массива. Учитывая также, что вблизи месторождения развиты породы кровли, имеется полное основание считать, что Каджаранское месторождение, формировавшееся под эффузивами, начинает только обнажаться эрозией, и, следовательно, практически почти все первично сформированные руды сохранились в недрах.

Резко подчиненное значение имеют жильные рудные тела. Крупные сульфидно-кварцевые жилы, протяженностью до 400—500 м и больше и мощностью до 2—3 м сопутствуют дайкам порфиров или же встречаются самостоятельно. Они, так же как и дайки интрузивных пород, приурочены к разрывным нарушениям двух систем: северо-западной и северо-восточной; преобладают жилы северо-восточного направления.

Прожилково-вкрапленное оруденение контролируется дайками порфиров, относительно крупными разрывами, выполненными кварцеворудными жилами, а также зонами интенсивного дробления монцонитов. Контролирующая роль этих тектонических элементов отчетливо прослеживается там, где дайки и разрывные нарушения, выполненные рудными жилами, находятся достаточно далеко друг от друга. Мощность рудных зон колеблется в широких пределах — от 1—2 до 20—25 м. По мере удаления от рудоконтролирующих разрывов степень гидротермального метаморфизма пород и интенсивность оруденения постепенно падают, а в свежих монцонитах минерализация, как правило, отсутствует.

На Центральном участке месторождения, приуроченном непосредственно к главному разлому и более интенсивно раздробленным вмещающим породам, оруденение и гидротермальное изменение монцонитов выражено интенсивнее и проявляется в виде сплошного поля, вытянутого вдоль главной тектонической линии; повышенное содержание металлов наблюдается в местах пересечения дорудных разрывных нарушений.

Дайки жильных порфиров практически безрудны, хотя и подверглись гидротермальному изменению. Мало проявленные в рудном поле аплитовые жилы окварцованы и несут более интенсивное оруденение, значительно более концентрированное, чем во вмещающих монцонитах, что, несомненно, связано с их благоприятными физико-механическими свойствами и с большей их способностью к трещинообразованию.

Практически безрудность жильных порфиров и то обстоятельство, что мелкие рудные прожилки, достигая их, как бы обрываются, привели некоторых исследователей к ошибочному заключению о послерудном возрасте даек интрузивных пород. В настоящее время этот вопрос является совершенно бесспорным. Дорудный возраст даек порфиров доказывается пересечением жильных порфиров кварцеворудными жилами, нахождением в измененных

дайках рудных минералов и явно рудоконтролирующей ролью даек в период циркуляции растворов, гидротермального изменения рудовмещающих пород и рудообразования (см. рис. 10).

Общая характеристика минерального состава руд. В рудах Каджарана установлено более 70 минеральных видов, в том числе около сорока первичных минералов.

Из жильных и слагающих измененные рудовмещающие породы минералов следует отметить, в порядке убывающей распространенности, кварц, опал, халцедон, карбонаты, калиевый полевой шпат, серицит, мусковит, каолинит, гипс, актинолит, хлорит, альбит, биотит, роговую обманку, эпидот, турмалин, апатит.

Из гипогенных минералов главными являются халькопирит, молибденит, пирит, магнетит, спекулярит, гематит; менее распространены сфалерит, галенит, борнит, энаргит, люцонит, висмутин, эмплектит, теннантит, виттихенит, тетраэдрит, рутил, титанит, пирротин.

Очень редко встречаются алтаит, гессит, айкинит, петцит, теллуровисмутит, тетрадимит, галеновисмутин, ильменит, самородное золото, самородный висмут, аргентит, бурнонит, шеелит, кубанит, самородное серебро, самородный теллур.

Из гипергенных минералов наиболее часто встречаются гётит, малахит, лампадит, азурит, ковеллин, куприт, повеллит; менее часты ярозит, хризоколла, брошантит, тенорит, ферримолибдит, халькозин; весьма редки галлуазит, смитсонит, церуссит, каламин, халькантит, фиброферрит, эозит, самородная медь.

Халькопирит — наиболее распространенный и один из главных промышленных минералов на Каджаранском месторождении; он образует вкрапленность и мелкие прожилки, часто с кварцем, молибденитом, пиритом и другими минералами в гидротермально измененных монцонитах и в кварц-сульфидных жилах. Он ассоциируется, как правило, с молибденитом и пиритом, а также с магнетитом, галенитом, сфалеритом и другими первичными минералами. Спектральными анализами в халькопирите обнаружены кобальт, никель, молибден, висмут, золото, серебро, свинец, цинк, мышьяк, по-видимому, связанный с механической примесью арсенопирита.

Молибденит — следующий после халькопирита промышленный минерал. Основная часть его приурочена к интенсивно измененным окварцованным породам и находится в тонких кварц-сульфидных и мономинеральных прожилках (рис. 12); меньшая часть представлена вкрапленностью. В кварцеворудных жилах и прожилках часты скопления чешуйчатых и пластинчатых крупно- и среднезернистых агрегатов молибденита; встречаются также отдельные монокристаллы дипирамидального габитуса. Молибденит отлагается в несколько стадий.

Пирит и магнетит имеют повсеместное распространение.

Сфалерит и галенит распространены незначительно и в собственно Каджаранском месторождении практического интереса не представляют.

Молибден и медь являются главными полезными компонентами руд Каджаранского месторождения. При выплавке из медных концентратов получают медь и серебро; из медных и молибденовых концентратов, кроме основных металлов, могут быть извлечены также рений, селен, теллур, висмут, германий и др.

Кроме основных металлов, в рудах Каджаранского месторождения установлены цинк, свинец, титан, мышьяк, вольфрам, олово, цирконий, никель, ванадий, кобальт, сурьма, хром и др.

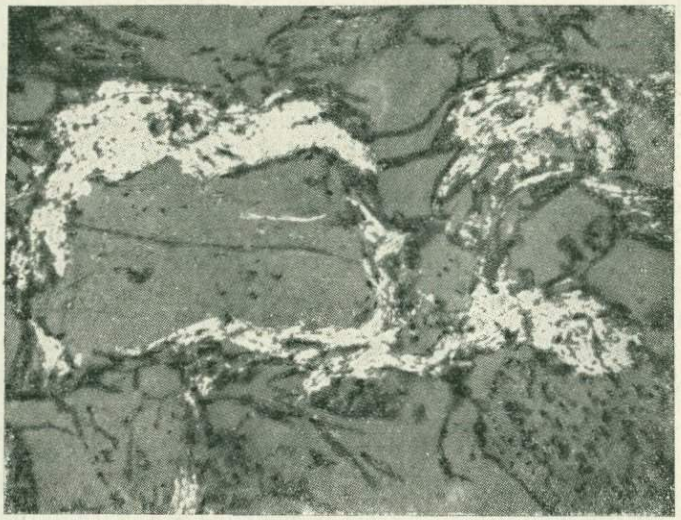


Рис. 12. Метакристаллы и агрегаты молибденита (белое) в монцоните (темно-серое с трещинами). Месторождение Каджаран, полированный шлиф, ув. 40

Содержание меди в рудах в целом по месторождению колеблется в пределах от следов до 2,0—3,0%, а молибдена —от следов до одного процента и более.

С запада на восток, по мере удаления от Дебаклинского разлома, содержание молибдена постепенно уменьшается, а меди увеличивается. С глубиной содержание меди в руде резко уменьшается с незначительным (в общем контуре месторождения) снижением содержания молибдена.

На Центральном участке месторождения окисленные руды расположены над сульфидными в виде чехла мощностью 40—60 м; вдоль мощных даек порфиров зона окисления опускается языками до 200—250 м. Содержание молибдена в окисленной зоне заметно меньше, чем в первичных рудах. Вместе с тем, доля окисленного молибдена достигает 33%; на долю окисленной меди приходится около 50%.

Золото и серебро встречаются в рудах Каджарана главным образом в виде элементов-примесей в сульфидах — халькопирите,

пирите, молибдените. Незначительная часть их связана с самостоятельными минералами — теллуридами и аргентитом; редко обнаруживается самородное золото.

Рений широко распространен в качестве примеси в молибдените и образует наибольшие концентрации в его крупнокристаллических и крупночешуйчатых агрегатах. Главная масса рения

Рис. 13. Сильно измененный монцонит с каолинизированными плагиоклазами (белое). Порода пересекается карбонатно-халцедоновыми прожилками. Месторождение Каджаран, нат. вел.

связана с кварц-молибденит-халькопиритовой стадией минерализации.

Селен и теллур — относительно распространенные элементы в рудах Каджарана; связаны с халькопиритом и пиритом и в меньшей мере с молибденитом, сфалеритом, галенитом. Оба элемента присутствуют, вероятно в виде изоморфной примеси; теллур образует и самостоятельные минералы. Опытом эксплуатации месторождения установлено, что отношение Te : Se для руд и медных концентратов близко к 10.

Германий также является постоянной примесью в рудах.

Висмут практически всегда устанавливается в качестве постоянной примеси в молибдените, халькопирите, пирите и галените; обнаруживается в виде мельчайших включений висмутина и медновисмутовых минералов.

В рудах Каджаранского месторождения широко развиты текстуры заполнения пустот: вкрапленная, прожилковая (рис. 13), полосчатая (рис. 14), пересечения, брекчиевая, друзовая и

метасоматического замещения: вкрапленная, прожилкообразная, полосчатая, реликтовая и графическая.

Характерными первичными структурами являются структуры зернистые (идиоморфно-, аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистая, гребенчатая, скрытокристаллическая, графическая, разъедания, реликтовая), а также наблюдаются структуры, образовавшиеся в процессе метасоматического замещения (идиоморфно-,

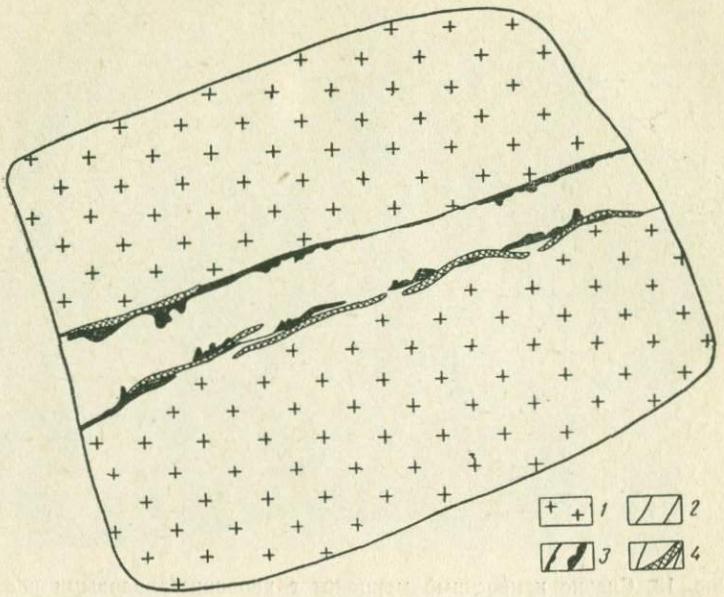


Рис. 14. Полосчатая текстура молибденит-кварцевого прожилка. Месторождение Каджаран (зарисовка)

1 — монцонит; *2* — белый раздробленный кварц; *3* — молибденит крупночешуйчатый; *4* — прожилки безрудного кальцита

аллотриоморфно- и гипидиоморфнометазернистая и скрытокристаллическая), иногда наблюдаются коллоидные структуры; очень редко встречаются структуры распада твердого раствора (эмульсионная, решетчатая и др.). В рудах широко развиты кристаллобластические и катакластические структуры.

Минеральные ассоциации и генезис месторождения. Для выяснения условий формирования Каджаранского месторождения крайне важным оказалось выделение парагенетических ассоциаций минералов и стадий минерализации. К. А. Карамян и А. С. Фарамазян (1960) выделяют следующие десять парагенетических ассоциаций минералов:

1. Кварц-магнетитовая ассоциация не имеет значительного распространения в пределах рудного поля, представлена в виде прожилков, жил и крупных штокверковых метасоматических тел. Основной минеральный состав — кварц, магнетит, гематит.

2. Кварц-полевошпатовая ассоциация хотя и не пользуется большим распространением, но встречается довольно часто; образует наряду с прожилками мощные (0,5—1,0 м) полевошпатовые жилы. Основной минеральный состав — калиевый полевой шпат, кварц, биотит, магнетит, молибденит, халькопирит.

3. Кварц-молибденитовая ассоциация — наиболее распространенная и в промышленном отношении важная ассоциация. Оруденение выражено прожилками различной мощности и кварцевыми жилами мощностью до 2—3 м. Минеральный состав этой ассоциации простой — кварц и молибденит.

4. Кварц-молибденит-халькопиритовая ассоциация также имеет важное промышленное значение, но распространена сравнительно меньше. Представлена прожилками и сравнительно небольшими жилами. Главные минералы: кварц, молибденит, халькопирит, в значительно меньшем количестве пирит, изредка отмечаются висмутин и энаргит.

5. Кварц-халькопиритовая ассоциация — одна из важных промышленных минеральных ассоциаций; представлена крупными кварц-халькопиритовыми жилами, прожилками и интенсивной вкрапленностью в массивных метасоматических телах с неправильными очертаниями, развившимися в благоприятных интервалах разрывных нарушений и вмещающих пород. В составе этой минеральной ассоциации установлены кварц, апатит, серицит, рутил, пирит, борнит, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, энаргит, висмутин, эмплектит, виттихенит и другие редкие минералы.

6. Кварц-пиритовая ассоциация имеет большое площадное распространение, но промышленное значение ее ограниченно. Представлена она кварц-пиритовыми жилами и прожилками, зонами вкрапленной минерализации и неправильными телами с массивной рудой. В составе этой ассоциации получили развитие кварц, пирит, молибденит, халькопирит, серицит, сфалерит, энаргит, тенантит, галенит.

7. Кварц-сфалерит-галенитовая ассоциация менее распространена на Центральном участке, более широко — на Северо-Восточном участке и на участке Аткиз. Проявлена небольшими прожилками, жилами и редко вкрапленностью. Минеральный состав довольно разнообразен и характеризуется присутствием (в порядке убывания) кварца, пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдрита, барита, алтаита, самородного теллура, гессита, тетрадимита, галеновисмутина, самородного золота, теллуровисмутита, креннерита.

8. Кварц-карбонатная ассоциация представлена карбонатными жилами и прожилками. В их состав входят доломит, анкерит, кальцит и кварц. Промышленного значения не имеет.

9. Халцедоновая ассоциация не имеет большого распространения и представлена мономинеральными халцедоновыми прожилками.

10. Гипс-ангидритовая ассоциация распространена слабо, образует маломощные жилы и прожилки с ангидритом, баритом и кварцем.

Каждой рассмотренной минеральной ассоциации соответствует самостоятельная стадия минерализации.

По данным М. П. Исаенко (см. рис. 69), в сульфидных медно-молибденовых рудах Каджаранского месторождения развито более десяти парагенетических минеральных ассоциаций, которые отложены в семь стадий минерализации. В первую стадию отложилась пиритовая ассоциация; во вторую стадию — кварцевая и кварц-магнетитовая; в третью стадию сформировались две продуктивные ассоциации: молибденитовая и молибденит-кварцевая; в четвертую стадию отложены две медные ассоциации: кварц-халькопиритовая и теннантит-энаргитовая; в пятую стадию — кварц-галенит-сфалеритовая ассоциация; в шестую стадию отложены: доломитовая и доломит-халцедоновая; в седьмую стадию — ангидрит-гипсовая ассоциация.

Большой интерес представляют данные изучения пространственного размещения парагенетических ассоциаций каждой стадии минерализации в пределах месторождения и всего рудного поля. Установлено, что более высокотемпературные стадии — кварц-магнетитовая и кварц-полевошпатовая, вызвавшие окварцевание и полевошпатизацию вмещающих пород, развиты на участках, непосредственно примыкающих к Дебаклинскому разлому,— Давачи и Кармир — кар, а кварц-сфалерит-галенитовая стадия, имеющая для месторождения подчиненное значение, интенсивно проявлена на некотором удалении от упомянутого разлома, в пределах Аткизского участка, где минеральные ассоциации данной стадии слагают относительно крупные кварц-сульфидные жилы.

Закономерность в распределении полезных компонентов в горизонтальном и вертикальном направлениях на месторождении, в зависимости от структурных особенностей и развития стадий минерализации, хорошо подтверждается данными систематического отбора проб по линиям разрезов. Проведенные в этом направлении исследования показали, что вблизи главного рудоконтролирующего Дебаклинского разлома размещаются участки, богатые молибденом и относительно бедные медью. По мере удаления от разлома в восточном направлении (к кровле интрузивного массива) содержание молибдена убывает, а меди — возрастает.

Сопоставление имеющихся материалов показывает, что формирование Каджаранского месторождения тесно связано с развитием Дебаклинского разлома, который рассматривается исследователями как рудоконтролирующее нарушение. Трещины, вмещающие оруденение, в значительной степени оказываются оперяющими по отношению к этому разлому. Наибольшая концентрация металлов происходила на участках максимального развития разрывных нарушений и внедрившихся по ним жильных пород.

Вследствие многократности тектонических движений разновременные системы трещин заполнялись продуктами последовательно развивающихся стадий минерализации, в результате поступления все новых и новых порций растворов разного состава. В пространственном размещении продуктов отдельных стадий минерализации решающее значение имело последовательное перемещение центров трещинообразования от главного разлома на восток и изменение во времени состава рудоносных растворов. В результате наблюдается определенная зональность в распространении полезных компонентов; непосредственно у рудоконтролирующего разлома развиты продукты кварц-магнетитовой и кварц-полевошпатовой — наиболее ранних и высокотемпературных стадий минерализации; здесь же интенсивно выражена кварц-молибденитовая стадия. По мере удаления от Дебаклинского разлома имеет место последовательный переход ассоциаций минералов от высокотемпературных к более низкотемпературным и изменение количественного соотношения металлов. Хорошо выраженная на Центральном участке кварц-молибденит-халькопиритовая стадия к востоку сменяется кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой; на Аткизском участке, представляющем продолжение северо-восточного участка собственно Каджаранского месторождения, преобладает кварц-сфалерит-галенитовая минерализация, а дальше на восток, на участке Анд, развиты карбонатные и халцедоновые образования с низкотемпературным редкометальным оруденением. Выше отмечена еще одна закономерность — на Центральном участке месторождения с глубиной содержание молибдена увеличивается, а меди — уменьшается.

Из приведенного описания видно, что формирование Каджаранского масторождения происходило в условиях большого диапазона температур, менявшихся от высоких в процессе формирования кварц-магнетитовых жил и калишпатизации до низких при кристаллизации халцедона и ангидрита. Образование промышленного медно-молибденового оруденения происходило в условиях средних температур, для которых характерна парагенетическая ассоциация: молибденит — халькопирит — пирит — сфалерит — галенит.

Согласно А. Т. Асланяну (1958) и С. С. Мкртчяну, К. А. Карамяну и др. (1969 г.), верхняя часть месторождения формировалась примерно на глубине в 1,5 км, что соответствует мощности эффузивов эоцена, служивших в процессе формирования руд надрудной толщей.

Таким образом, главными факторами формирования Каджаранского медно-молибденового месторождения являются интрузия гранитоидов с ее глубинным магматическим очагом — источником насыщенных металлами гидротермальных растворов, региональный Дебаклинский разлом и сопряженные с ним трещины оперения и зоны дробления, прослеживающиеся среди монцонитовых пород, а также дайки порфиров, усиливших анизотропию вмещающих пород и их повышенную способность к дроблению.

Дебаклинский разлом служил каналом для проникновения магматических расплавов, а затем и гидротермальных растворов в верхние горизонты земной коры. Крупные трещины оперения, частью служившие путями внедрения магматических расплавов и образования дайковых пород, явились основными рудопроводящими и рудораспределяющими каналами. Проникая в зону дробления монцонитов и соприкасаясь с мелкими блоками раздробленных пород, рудоносные растворы попали в условия резкого падения температуры и давления, что нарушило равновесие в растворах и привело к выпадению рудных минералов. Важный фактор минералообразования — различие физико-механических свойств пород; монцониты, например, обладали повышенной способностью к дроблению по сравнению с дайками порфиров, которые были менее податливыми для тектонических деформаций и рудоотложения.

Экспериментальные исследования Н. И. Хитарова и др. (1967) состава рудоносных растворов и способов их отделения показали, что минимальные концентрации молибдена в газовой фазе составляют $1{,}5 \cdot 10^{-5} — 3{,}7 \cdot 10^{-5}$ г/кг; максимальные рассчитанные пределы концентраций равны $1{,}2 \cdot 10^{-3} — 3{,}0 \cdot 10^{-3}$ г/кг — пределы концентрации в газовой фазе обогащенного хлором, специализированного на молибден расплава при 1200° С.

Авторы подчеркивают важную особенность в характере изменения концентраций в газовой фазе при различных условиях — уменьшение концентрации молибдена с понижением температуры расплава. Очевидно, при прерывистом (пульсационном) удалении газовой фазы из магматической камеры, которое происходит по мере понижения температуры, концентрация молибдена в отдельных порциях флюида уменьшается от ранних порций к поздним.

Разница в концентрациях двух последовательных порций должна быть тем значительней, чем резче понижение температуры за промежуток времени, разделяющий моменты отделения порций.

Концентрация молибдена в расплаве не могла существенно измениться за счет выноса металла в процессе удаления газовой фазы, так как выносится лишь около 1% всего молибдена. Поэтому можно считать, что концентрация молибдена в свежих неизмененных гранитоидах довольно близко отражает начальные концентрации в исходных расплавах.

Для крупных месторождений молибдена наиболее вероятной формой связи с интрузиями является парагенетическая (общность магматического очага для интрузий и рудоносных растворов). Допущение о прямом генетическом характере связи требует наличия в районе месторождения слишком больших по объему массивов интрузивных пород, которые можно было бы считать источником молибдена для формирования месторождения.

По данным Н. И. Хитарова и др., молибден мог переноситься главным образом в форме сложных комплексных соединений, а также гетерополикремниевых кислот и щелочных сульфосолей.

Наличие на Каджаранском месторождении апатита, генетически связанного с рудным процессом, позволяет предположить возможность частичного переноса молибдена в виде фосфористых соединений. Более вероятной кажется миграция молибдена в виде гетерополикремниевых кислот, отличающихся низкой температурой плавления, легкой растворимостью и разлагаемостью. Попадая в монцониты — основную среду, эти кислоты нейтрализуются и отлагают металл в виде молибденита. Фосфорная кислота, входящая в состав гетерополикремниевых кислот, вступая в реакцию с кальцием, содержащимся в породе, образовала апатит. Возможен также вынос молибдена, как и меди, в виде двойных щелочных сульфидов. Осаждение халькопирита и молибденита происходило под влиянием химических реакций, происходящих между щелочными растворами и монцонитами, в результате которых образовались минералы, содержащие щелочи,— серицит, калиевый полевой шпат и др. Щелочной характер рудоносных растворов подтверждается присутствием в рудах Каджаранского месторождения карбонатов и серицита. Возможно, что в начальную стадию формирования (при выделении из магмы) эти растворы были кислыми (в виде гетерополикремниевых, фосфорных или других соединений); в дальнейшем, при проникновении в верхние зоны земной коры, они нейтрализовались, а затем становились щелочными.

Тесную ассоциацию молибдена и меди, наблюдаемую во многих крупных медно-молибденовых месторождениях мира, можно объяснить близостью их некоторых термодинамических свойств, в частности, близостью упругости их паров.

Месторождение Агарак

Это месторождение по масштабу занимает в Армении второе место после Каджаранского. Расположено оно в южной части республики в Зангезурской рудной области. На базе месторождения работает Агаракский медно-молибденовый комбинат. Подробное описание месторождения приводится в работах И. В. Баркано-ва (1933 г.), Н. А. Фокина (1947 г.) и А. М. Аветисяна (1956 г.).

Геологическое строение. В геологическом строении месторождения принимают в основном участие интрузивные породы двух фаз формирования Конгуро-Алангезского плутона — монцонитовой и более молодой — гранодиоритовой.

К востоку от контактовой линии указанных интрузий, проходящей в меридиональном направлении (с падением на восток под углами 60—70°), породы монцонитовой интрузии в приконтактовой полосе (шириной до 2 км) представлены сиенит-гранитами; далее к востоку они постепенно переходят в кварцевые монцониты и в другие разновидности, типичные для пород монцонитовой интрузии Каджаранского рудного поля. Некоторые исследователи сиенит-граниты рассматривают в качестве самостоя-

тельной интрузивной фазы. Это светло-серая среднезернистая порода, на фоне которой резко выделяются многочисленные меланократовые, преимущественно изометрические, ксенолиты, размерами от сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Ксенолиты распространены неравномерно, но местами в апикальной части преобладают над цементирующей их сиенит-гранитовой массой.

Слагающие рудное поле сиенит-граниты пронизываются дайками, дайкообразными и линзообразными телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров, расположенными в меридиональном и широтном направлениях. Среди них выделяется крупное штокообразное тело гранодиорит-порфира меридионального простирания, длиной около 700 м и шириной 200 м (рис. 15).

Дайковые породы, или малые интрузии, Агаракского месторождения отличаются от жильных порфиров Каджарана среднезернистой структурой. Возможно, правы те исследователи, которые считают, что эти образования являются апофизами или сателлитами обнажающегося рядом интрузива гранодиоритов, но не жильными образованиями типа даек порфиров Каджаранского месторождения. Вероятно, мы имеем дело с одной из наиболее молодых фаз интрузивной деятельности сложного плутона, представленной небольшими интрузивными телами — малыми интрузиями, как в ряде других участков Конгуро-Алангезского плутона.

Интрузивные породы местами перекрыты более молодыми образованиями — неогеновыми песчано-углистыми отложениями.

В районе месторождения широко распространены четвертичные континентальные отложения — красные брекчии, а на отдельных участках — делювиально-аллювиальные образования (см. рис. 15). Красные брекчии сложены остроугольными и малоокатанными обломками подстилающих интрузивных пород, в основном сиенит-гранитовых, сцементированных железисто-глинистым цементом. В брекчиях встречаются обломки пород с рудными минералами.

В пределах рудного поля, особенно в его центральной части, интрузивные породы в зонах развития крупных разрывных нарушений и интенсивного дробления пород подверглись гидротермальным изменениям — окварцеванию и серицитизации; в слабой степени наблюдается также альбитизация, хлоритизация и биотитизация.

Структура рудного поля характеризуется широким проявлением разрывных нарушений. На западе выделяется полоса нарушений близмеридионального простирания шириной до 100 м с падением на восток под углами 60—70°. Эта тектоническая зона, именуемая Агаракской, с некоторыми перерывами (затуханием) продолжается на северо-запад до Каджаранского месторождения и является южным продолжением Дебаклинского разлома. Параллельно главной зоне нарушений, восточнее ее, но с противопо-

ложным падением прослеживается Спетринский разлом. В рудном поле Агаракского месторождения проявлены также многочислен-

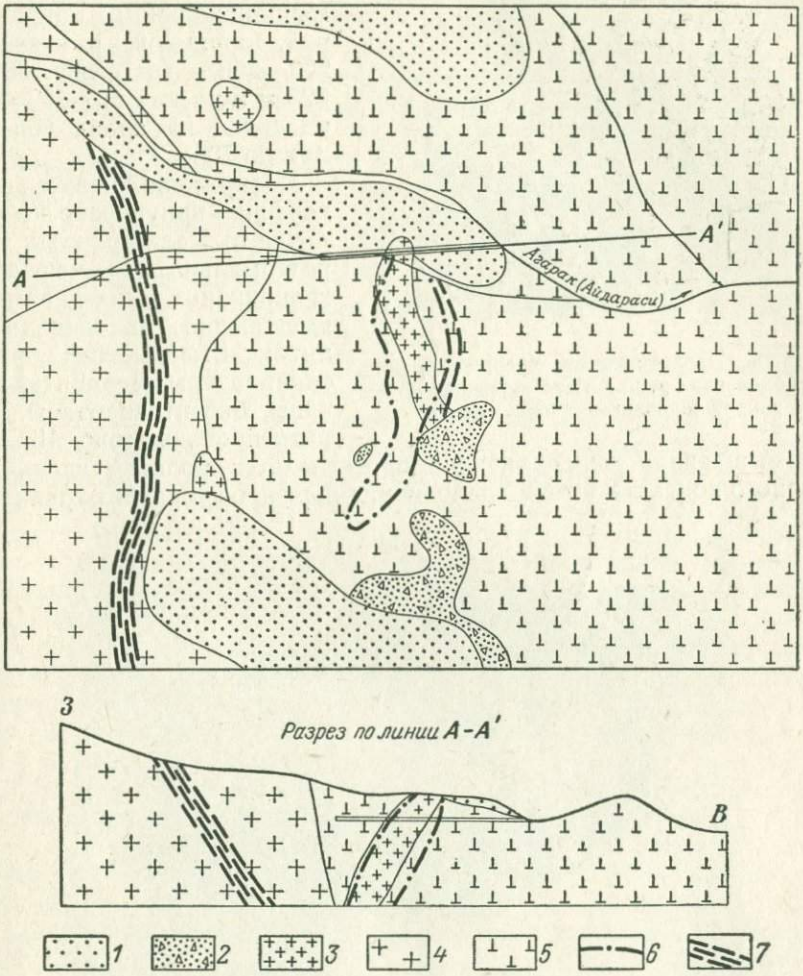


Рис. 15. Схема геологического строения и разрез медно-молибденового месторождения Агарак. По *Н. А. Фокину, А. М. Аветисяну и др.*

1— современные образования; *2*— красная брекчия; *3*— гранодиорит-порфиры; *4* — порфировидные гранодиориты; *5* — сиенито-граниты и кварцевые монцониты; *6*— контур промышленного оруденения; *7*— тектонические нарушения

ные разрывные нарушения преимущественно северо-западного, северо-восточного и широтного простираний, частью выполненные жильными породами и кварцевыми жилами.

Форма и условия залегания рудных тел. Описываемое месторождение ограничивается Агаракским и Спетринским разломами и представляет собой удлиненное тело, вытянутое в меридиональном направлении, шириной в среднем 200—250 м (на севере 300—325 м и на юге 50—100 м) с падением на запад под углом до 70°.

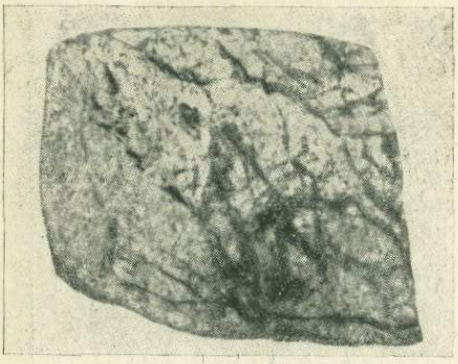


Рис. 16. Прожилково-вкрапленная медно-молибденовая руда. Месторождение Агарак, полированный шлиф, ув. 15

Медно-молибденовое оруденение приурочено (в отличие от Каджарана) к гидротермально измененным гранодиорит - порфирам и вмещающим их сиенит-гранитам. Вмещающие породы окварцованы, серицитизированы, биотитизированы, пиритизированы (рис. 16, 17). Промышленная минерализация протягивается полосой вдоль восточного контакта штока гранодиорит-порфиров и сиенит-гранитов,

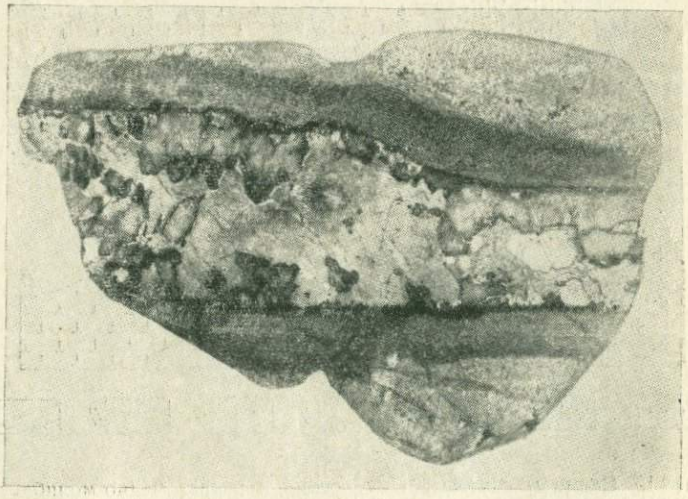


Рис. 17. Халькопирит-кварцевый прожилок в сиенит-граните. Вдоль прожилка развита полоска биотитизированной и пиритизированной породы (сиенит-гранит — темно-серое по зальбандам). Месторождение Агарак, полированный штуф, нат. вел.

развиваясь в этих породах. Наблюдается некоторое увеличение интенсивности оруденения в гранодиорит-порфирах и в их контакте

с вмещающими породами, а также непосредственно в висячем боку тектонического шва Спетринского разлома.

Руды представлены в основном вкрапленными разностями; в подчиненном количестве развито прожилковое оруденение. Рудные минералы входят в состав тончайших кварц-сульфидных прожилков, приуроченных к определенным системам трещин. Медная и пиритовая минерализация преимущественно образует вкрапленное оруденение, а молибденовая и медно-молибденовая — прожилковое.

Мощность зоны окисления колеблется в значительных пределах, достигая 50 и даже 80 м. На крутых склонах, где имеет место более интенсивный размыв, сульфиды обнажаются непосредственно на дневной поверхности, встречаются совместно с окисленными минералами. На глубине 20—40 м довольно отчетливо проявлена зона сульфидного обогащения, представленная рассеянной вкрапленностью вторичных сульфидов.

Минеральный состав руд. По минеральному составу Агаракское месторождение мало отличается от Каджаранского и других медно-молибденовых месторождений Армении. Из первичных минералов главными являются халькопирит и молибденит; весьма распространен пирит; довольно часты магнетит и гематит; редко встречаются борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды, энаргит, люцонит, арсенопирит, пирротин, висмутин, самородные висмут, серебро и золото, виттихенит, эмплектит. Из жильных минералов отмечаются кварц, серицит, хлорит, каолинит, калиевый полевой шпат, карбонаты, биотит и др.

В зоне окисления получили развитие гётит, гидрогётит, малахит, медная смоляная руда, ярозит, халькантит, меньше распространены куприт, азурит, галлуазит, ферримолибдит, самородная медь и др. В зоне цементации вторичные сульфиды представлены халькозином, борнитом и ковеллином.

В рудах Агаракского месторождения преобладают текстуры заполнения пустот (вкрапленная, прожилковая — см. рис. 17, друзовая, полосчатая, брекчиевая и др.) и метасоматического замещения (вкрапленная, прожилкообразная, графическая, реликтовая, каемочная).

Среди первичных структур наиболее распространены зернистые и метазернистые. Из вторичных структур развиты катакластические и кристаллобластические.

Халькопирит и пирит встречаются в виде мельчайших вкрапленных зерен, большей частью мономинеральных; образуют также тесные срастания между собой и с другими рудными минералами.

Бóльшая часть молибденита связана с тончайшими кварцевыми прожилками; он образует мономинеральные прожилки, примазки на трещинах и редкую вкрапленность в гидротермально измененных породах.

Содержание меди в руде колеблется от следов до 2,5—3,0% и в среднем является промышленным. Содержание молибдена

колеблется от следов до 0,06—0,08%, редко достигая 0,15—0,20%. Содержание промышленных металлов повышается по мере приближения к рудоконтролирующим разрывам, в зонах интенсивного дробления и брекчирования.

Повышенное содержание меди наблюдается в пределах штока гранодиорит-порфиров, в южной части рудной зоны, а молибдена — в приконтактовой части гранодиорит-порфиров и сиенит-гранитов. С глубиной содержание меди постепенно снижается, а молибдена увеличивается.

В рудах Агарака содержатся селен и теллур, связанные с пиритом, халькопиритом и молибденитом, и рений, входящий в молибденит. В состав руд входят, кроме того, серебро, кобальт, никель, мышьяк, ванадий, марганец и другие металлы.

Некоторые вопросы генезиса месторождения. Формирование Агаракского месторождения происходило в результате последовательного развития нескольких стадий минерализации. М. П. Исаенко (1958 г.), Г. О. Пиджян (1956) и др. устанавливают шесть стадий минералообразования, в которые отложились следующие главнейшие ассоциации минералов: 1) кварцевая; 2) кварц-молибденитовая; 3) кварц-халькопиритовая; 4) кварц-пиритовая; 5) кварц-сфалерит-галенитовая; 6) карбонатная.

Основными продуктивными ассоциациями являются кварц-молибденитовая и кварц-халькопиритовая; существенное значение приобрела кварц-пиритовая ассоциация с незначительными проявлениями халькопирита, сфалерита и гематита.

Во вторую и третью стадии минерализации привносилась преобладающая масса молибдена и меди. Наиболее высокотемпературная кварц-магнетитовая ассоциация образует прожилки, сложенные магнетитом и гематитом, с присутствием редких зерен халькопирита, борнита и пирита. Железо, необходимое для образования сульфидов (пирита, халькопирита и борнита), большей частью заимствуется из породообразующих цветных минералов, магнетита и титаномагнетита. Наблюдается вынос железа из вмещающих пород при образовании сульфидов в прожилках и вкрапленниках. Титан переотлагается в виде рутила и лейкоксена. Гидротермальная деятельность завершается отложением кварц-карбонатной безрудной минеральной ассоциацией.

Возрастные взаимоотношения парагенетических ассоциаций минералов позволяют установить порядок привноса металлов — молибден, медь, цинк, свинец. Комплекс минералов, как и характер гидротермального изменения рудовмещающих пород, свидетельствует о том, что месторождение образовалось в условиях средних температур.

По условиям образования Агаракское месторождение имеет большое сходство с Каджаранским; это типично гидротермальное месторождение, генетически связанное с магматическим очагом, образовавшим Конгуро-Алангезский плутон. Основным рудопроводящим каналом явился Агаракский разлом. Спетринская зона

разрывных нарушений, а также участки интенсивного дробления пород в процессе минерализации играли рудоконтролирующую роль. Рудоносные гидротермальные растворы, проникая по зонам нарушения в верхние части земной коры, в гранит-порфирах и вмещающих их сиенит-гранитах, особенно на тех участках, где они были интенсивно раздроблены, нашли благоприятные условия для минералообразования.

Отличие между Агаракским и Каджаранским медно-молибденовыми месторождениями проявляется в том, что в Каджаранском дайки плотных гранодиорит-порфиров, резко отличающиеся от порфиров Агаракского месторождения по структуре и форме, контролируют оруденение, но сами практически безрудны; на Агаракском месторождении, наоборот, гранодиорит-порфиры — крупнозернистые, сильно раздробленные породы, образующие штокообразные и дайкообразные тела,— являются носителями руд. Гранодиорит-порфиры, по-видимому, не являются типичными породами дайковой фации (как в Каджаране), а представляют собой малые интрузии — сателлиты или апофизы соседней крупной и более молодой фазы плутона порфировидных гранитоидов и гранитов.

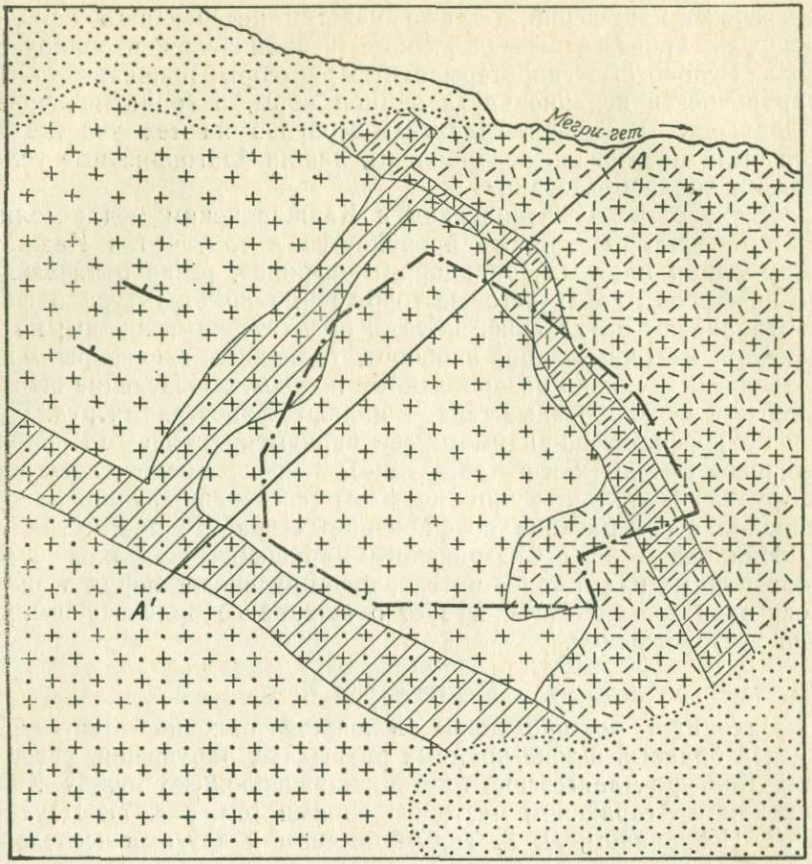
Наличие в зоне Спетринского нарушения желваков и гнезд колчеданных руд и более интенсивное оруденение пород в висячем боку этой зоны свидетельствует о важной ее роли в формировании месторождения.

Месторождение Личк

Находится месторождение в южной половине Зангезурской рудной области, в зоне крупных разрывных нарушений, рассекающих Конгуро-Алангезский плутон, и расположено между Каджаранским и Агаракским месторождениями (см. рис. 7). Изучалось А. Е. Исаханяном, Л. Г. Тер-Абрамяном и другими исследователями.

Геологическое строение. В геологическом строении месторождения, так же как в Каджаране и Агараке, наибольшее значение приобретают интрузивные породы, принадлежащие к тем же двум главным интрузивным фазам — монцонитов и прорывающих их более молодых порфировидных гранитов и гранодиоритов (рис. 18).

В пределах рудного поля контакт между этими породами имеет извилистые очертания; установлены многочисленные апофизы порфировидных гранодиоритов в массиве монцонитов. Здесь же обнажается штокообразное тело гранит-гранодиорит-порфирового состава, генетически связанного, возможно, с интрузией порфировидных гранитов и гранодиоритов. Некоторые исследователи гранит-гранодиорит-порфиры необоснованно относят к краевой фации массива порфировидных гранит-гранодиоритов. Однако при геологическом картировании района месторождения установлено, что гранодиорит-порфиры образуют самостоятельные тела — малые интрузии, обнажающиеся на площади Личского месторождения и за его пределами (вдоль Дебаклинского разлома). Как известно,



Разрез по линии А–А'

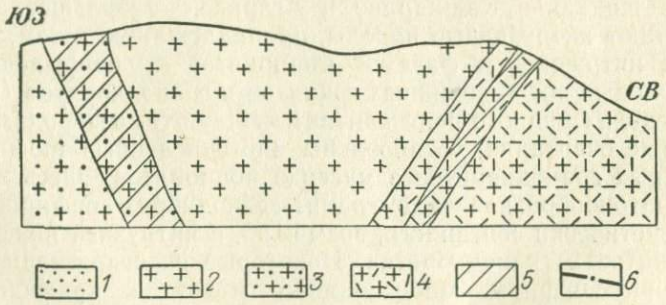


Рис. 18. Схема геологического строения и разрез месторождения Личк. По *А. Е. Исаханяну, Л. Г. Тер-Абрамяну*

1 — современные образования; *2* — гранодиорит-порфиры; *3* — порфировидные гранодиориты; *4* — монцониты, сиенит-граниты; *5* — зоны тектонических нарушений; *6* — возможный контур промышленного оруденения

с малыми интрузиями гранодиорит-порфирового состава пространственно связано оруденение Агаракского и некоторых других медно-молибденовых месторождений Армении.

Неоспоримым доказательством наличия самостоятельных интрузивных тел гранодиорит-порфиров является тот факт, что во многих скважинах, пробуренных на месторождении, в неизмененных гранодиорит-порфирах встречаются ксенолиты порфировидных гранодиоритов. Кроме того, в случае принадлежности гранодиорит-порфиров к краевой фации порфировидных гранодиоритов имел бы место постепенный переход от гранодиорит-порфиров к порфировидным гранодиоритам как с глубиной, так и в направлении к центру массива, но таких соотношений в действительности не наблюдается.

Следует также отметить, что с массивом порфировидных гранодиоритов связаны многочисленные дайки аплитов и пегматитов, между тем в пределах штока гранодиорит-порфиров указанные дайки полностью отсутствуют.

К основным структурным элементам месторождения относятся две системы разрывных нарушений — Дебаклинский разлом северо-западного и Личкское нарушение северо-восточного простираний. Дебаклинский разлом на месторождении представлен двумя субпараллельными зонами раздробленных пород, ограничивающими месторождение с юго-запада и северо-востока. Западная ветвь падает на восток-северо-восток под углами 50—60°, а восточная — на запад-юго-запад под углами 65—80°. В целом же падение Дебаклинского разлома в районе месторождения северо-восточное под углами 50—60°.

Личкский разлом проходит по северо-западной части месторождения; падает он на юго-восток под углами 60—70°; в пределах месторождения разлом прослеживается на 500 м.

Формы и условия залегания рудных тел. Оруденение, развитое в виде прожилков и вкрапленности, приурочено к указанному выше штокообразному телу гранит-гранодиорит-порфиров и в целом залегает в форме штокверка. Сами же гранит-гранодиорит-порфиры подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению.

Выявлена следующая закономерность распределения полезных компонентов в руде: на западном фланге месторождения преобладает сравнительно богатое медное оруденение; молибден практически отсутствует. В центральной части отмечается постепенное уменьшение содержания меди, сопровождающееся появлением молибдена. Далее на восток понижаются содержания меди при одновременном повышении содержания молибдена. Непосредственно вдоль восточной ветви Дебаклинского разлома получили развитие участки, характеризующиеся наличием собственно молибденового промышленного оруденения.

Вообще же в рудном теле отмечается чередование участков с высоким и низким содержанием главных компонентов — меди и молибдена; исследования показали, что в общем контуре

промышленных руд наблюдаются слабо минерализованные участки, в которых содержание меди колеблется в пределах 0,3—0,5%.

Промышленное оруденение на северо-западе ограничивается Личкским разломом, а на юго-западе и северо-востоке — западной и восточной ветвями Дебаклинского разлома.

Первичное вкрапленное медное оруденение локализуется в апикальной части штока гранодиорит-порфиров, подвергнутой гидротермальным изменениям. В результате возобновления тектонических подвижек в зоне Дебаклинского разлома рудовмещающие породы интенсивно раздроблены, что способствовало возникновению прожилкового оруденения. Проведенные исследования позволяют заключить, что основным рудопроводящим каналом в процессе циркуляции гидротермальных растворов служила восточная ветвь Дебаклинского разлома, а западная ветвь и Личкский разлом в процессе минерализации оказались относительно притертыми и зоны их проявления не являются благоприятными для проникновения растворов.

В целом месторождение представлено рудоносным штокверком, расположенным между западной и восточной ветвями Дебаклинского разлома. На глубине к юго-востоку оруденение проникает за зону разлома, и рудоносный штокверк частично развит в кварцевых диоритах.

Разведочными работами установлено, что рудное тело имеет корытообразную форму с падением на восток-юго-восток под углами 25—45° (на западе) и 50—70° (на востоке). Протяженность рудоносного штокверка составляет 600 м при достаточно большой ширине. К востоку-юго-востоку рудоносный штокверк суживается и выклинивается за восточной ветвью Дебаклинского разлома.

Минеральный состав руд. По минеральному составу руды Личкского месторождения сходны с рудами месторождений Агарак и Каджаран. Рудные минералы развиты в ассоциациях, характерных для медно-молибденовых месторождений средних температур и умеренных глубин. Из первичных рудных минералов наиболее распространены халькопирит, пирит и молибденит; часто встречаются *гематит и магнетит, борнит; более редко — галенит*, сфалерит, теннантит, самородный висмут, виттихенит, эмплектит, клапротит, висмутин. Для зоны цементации характерны борнит, ковеллин и халькозин. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, карбонатами, каолинитом и др.

В зоне окисления получили развитие гётит, гидрогётит, малахит, азурит и др. Зона окисления в целом по месторождению *выражена слабо. На отдельных участках* (зоны разломов) окисленные минералы (в основном малахит) относительно широко развиты, что объясняется сильной раздробленностью пород, способствующей проникновению поверхностных вод на большую глубину. Между зонами окисления и вторичного сульфидного обогащения наблюдается постепенный переход.

Текстура руды прожилковая, вкрапленная, полосчатая, брекчиевая и друзовая.

Рудообразующие минералы отлагаются метасоматическим путем и в трещинах в шесть стадий минерализации. В первую стадию отложились кварцевые прожилки с редкой вкрапленностью магнетита, гематита и пирита; во вторую стадию — вкрапленность средне- и тонкочешуйчатого молибденита и тонкие молибденит-кварцевые прожилки; в третью — вкрапленность и тонкие прожилки кварц-халькопиритового состава с редкими выделениями борнита, теннантита, виттихенита, эмплектита; в четвертую стадию — очень редкие прожилки, сложенные в переменных количествах галенитом, сфалеритом, кварцем и кальцитом; в пятую стадию — редкие карбонатные прожилки; в шестую стадию — прожилки гипса с ангидритом.

Вопросы генезиса месторождения. По своему происхождению Личкоское месторождение имеет много сходных черт с другими гидротермальными медно-молибденовыми месторождениями Армении, особенно с Агаракским. Первичное оруденение развивалось в пределах контура гидротермально измененных гранодиорит-порфиров, в виде штокверка с густой сетью тонких сульфидно-кварцевых прожилков и вкрапленности халькопирита, пирита, борнита, молибденита и других рудных минералов.

В общем процессе рудообразования имело место возобновление тектонических подвижек в зоне Дебаклинского разлома, вследствие чего рудовмещающие породы подверглись дополнительному дроблению, что обусловило проявление более поздних стадий минерализации и окончательное формирование рудоносного штокверка. В данном случае основным рудоподводящим каналом для гидротермальных растворов явилась восточная ветвь Дебаклинского разлома.

Месторождение Айгедзор-Личкваэское

Месторождение расположено в южной части Зангезурской рудной области, недалеко от Агаракского медно-молибденового месторождения (см. рис. 7); описано Г. И. Гольденбергом, А. М. Гальяном, С. С. Далакяном и другими исследователями. На месторождении выделяются два участка — Центральный и Марал-Зами.

Геологическое строение. Рудное поле сложено интрузивными породами Конгуро-Алангезского плутона, представленными монцонитами, кварцевыми монцонитами, диоритами, габбро-диоритами. Все эти разновидности пород связаны постепенными переходами и относятся к единой монцонитовой фазе интрузивной деятельности. Упомянутые интрузивные образования пересечены дорудными дайками, отвечающими по составу аплитам, аплит-пегматитам, диорит-порфиритам, диабазовым порфиритам и лампрофирам. Наиболее древними образованиями рудного поля являются

эффузивные порфириты, слагающие северо-восточную и южную его части; в контакте с интрузивными породами они ороговикованы.

Структурная позиция Айгедзор-Личквазского рудного поля характеризуется, с одной стороны, его расположением между Дебаклинским региональным разломом, имеющим северо-северо-западное близмеридиональное простирание с падением на восток-северо-восток под углами 60—70°, и с другой, сопряженными с ним Тейским и Марал-Заминским дорудными разломами. Оба эти разломы имеют северо-восточное близмеридиональное простирание. Тейский падает на запад под углами 60—70°, а Марал-Заминский — на юго-восток под углами 75—80°.

В результате тектонических движений, проявившихся в виде сбросо-сдвигов вдоль Тейского и Марал-Заминского разломов синхронно с отделением гидротермальных растворов от магматического очага, возникла серия разрывов северо-восточного простирания, подвергшихся минерализации.

Формирование рудных тел сопровождалось чередованием многократно повторяющихся подвижек вдоль сколовых нарушений. В пределах рудного поля Айгедзор-Личквазского месторождения проявились два вида оруденения — преимущественно медное (Тейский и отчасти Личквазский участки) и медно-молибдено-рениевое (участки Центральный и Марал-Зами, рис. 19).

Центральный участок расположен на правобережье р. Мегригет, в месте впадения в нее р. Бугакар. Рудовмещающими породами здесь являются монцониты и близкие к ним по составу образования; широко развиты и жильные породы — диорит-порфириты, лампрофиры, аплиты. Структурный контроль осуществляется Тейским и Марал-Заминским разрывными нарушениями; по отношению к ним рудные тела Центрального участка ориентированы диагонально.

Монцониты разбиты серией дорудных разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и широтного простираний. В локализации оруденения главную роль играют разрывы северо-восточного простирания, к которым приурочены дайки интрузивных пород и рудные тела.

В пределах рассматриваемого участка установлено 16 параллельных кварцеворудных жил, отстоящих друг от друга на расстоянии 10—15 м. Преобладающее их простирание северо-восточное 50—60°, падение крутое — 60—85°. Северная и юго-восточная группы жил, тяготеющие к Марал-Заминскому нарушению, имеют юго-восточное падение, а северо-восточная, тяготеющая к Тейскому, нарушению,— северо-западное.

По простиранию жилы прослеживаются на поверхности от 75 до 380 м, а по падению от 105 до 270 м. Содержание меди по жилам колеблется в пределах 0,1—0,55%, молибдена — 0,23—1,0%; большую ценность представляет рений, содержание которого в руде достаточно высокое.

Из первичных рудных минералов главными являются молибденит и халькопирит, второстепенными — сфалерит, галенит, гематит, висмутин и др.

Для более полного выяснения перспектив участка необходимо дополнительное изучение глубоких горизонтов и флангов выявленных рудных тел.

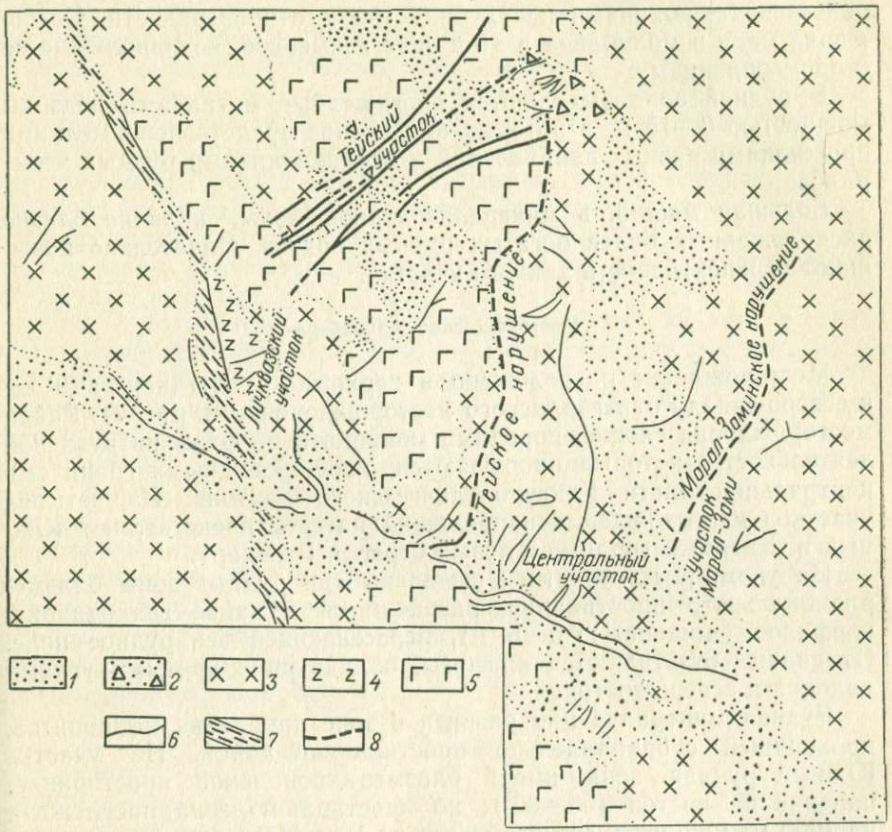


Рис. 19. Схема геологического строения Айгедзор-Личквазской группы месторождений. По данным ГРП, 1972 г.

1 — современные отложения; *2* — озерно-континентальная толща; *3* — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; *4*— габбро, габбро-диориты, монцониты; *5*— порфириты, ороговикованные порфириты; *6*— кварц-молибденовые и медно-кварцевые жилы; *7*— зона дробления Дебаклинского нарушения; *8* — тектонические нарушения достоверные и предполагаемые

Участок Марал-Зами находится на левобережье р. Мегри-гет, против Центрального участка и является его северо-восточным продолжением. Участок сложен гранодиоритами, которые в полосе шириной 350—400 м, протянувшейся вдоль Марал-Заминского разрывного нарушения северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углами 75—80°, каолинизированы, серицитизи-

рованы и местами окварцованы. В пределах полосы интенсивно гидротермально измененных гранитоидов находится рудная зона, представленная сетью кварц-халькопирит-молибденитовых прожилков, преимущественно северо-восточного простирания. Общее простирание упомянутой рудоносной зоны северо-восточное 20—25°, падает она на юго-восток под углами 75—80°. Зона прослежена по простиранию на 700 м, мощность ее 100—130 м; по падению подсечена скважинами на глубине 180 м от поверхности. Содержание меди и молибдена в этой зоне невысокое, но приближается к промышленному.

В рудной зоне выделяются обогащенные металлами подзоны мощностью 6—15 м, в которых оруденение представлено мелкими прожилками разных направлений и вкрапленниками рудных минералов.

Большая мощность минерализованной зоны, наличие близко расположенных более богатых рудных подзон значительно повышают перспективность данного участка.

Месторождение Арцваберд

Месторождение расположено в верховье р. Бугакар, в 9 км к северо-западу от Агаракского месторождения (см. рис. 7). Район месторождения сложен породами монцонитовой фазы интрузивной деятельности, которые прорываются порфировидными гранитами центральной части Конгуро-Алангезского плутона. Из четырех участков месторождения наибольший интерес представляют Южный и Северный (правый и левый берег р. Бугакар).

На упомянутых участках выявлены три рудные зоны близмеридионального простирания, развившиеся в дайке гранодиорит-порфиров (мощностью 5—6 м), пересекающей все рудное поле. От дайки ответвляются апофизы, обладающие крутыми углами падения к северо-востоку.

Рудная минерализация развита в зоне дробления монцонитов, проходящей субпараллельно простиранию дайки. На участке Южный рудная зона имеет близмеридиональное простирание, падение на восток (65—80°); по простиранию зона прослежена на 1000 м; мощность ее колеблется от 1 до 15 м; содержание меди вполне кондиционное.

В центральной части рудной зоны установлены гематитовые жилы с халькопиритом и полосы брекчированных оруденелых пород. В обе стороны от рудоносной зоны находятся менее раздробленные монцониты, пересеченные мелкими кварцево-сульфидными прожилками. До глубины 60 м развиты смешанные сульфидно-окисленные руды, ниже переходящие в сульфидные. Содержание молибдена в руде, затронутой гипергенным процессом, убогое. Однако, учитывая возможность выщелачивания в зоне окисления, можно ожидать некоторое повышение содержания металлов в сульфидной руде.

На участке Северный выявлены вторая и третья рудоносные зоны. Вторая зона прослежена по простиранию до 400 м, мощность ее небольшая, но содержание меди в ней достаточно высокое. В 300 м к востоку от этой зоны прослеживается на протяжении 200 м третья рудоносная зона северо-западного простирания, обладающая большой мощностью, а также высоким содержанием меди.

В 1,5—2 км западнее участков Южный и Северный в гранодиоритах обнаружено кварц-гематит-халькопиритовое оруденение (участок Сарнахпюр). Полоса гранодиоритов, насыщенная рудными прожилками, прослеживается в близширотном направлении на протяжении до 500 м. Эта рудоносная полоса обладает большой мощностью и кондиционным содержанием меди. Особенность данной рудоносной полосы — расположение рудных прожилков вкрест простирания зоны. Помимо меди и молибдена в руде установлены серебро, селен, теллур, германий.

По своим перспективам месторождение заслуживает более детального изучения.

Общие перспективы медно-молибденовых руд на месторождениях, оруденение которых контролируется Дебаклинским разломом, не ограничиваются прогнозами расширения сырьевой базы выявленных месторождений. В результате постановки глубинных поисков будут, возможно, обнаружены новые месторождения характеризуемых руд, нахождение которых наиболее вероятно в южной части Конгуро-Алангезского плутона. Именно в этой части плутона широко проявлены особенно благоприятные для оруденения монцониты, сиенит-граниты и др., разновидности интрузивных пород, рассеченные серией разрывов, часто выполненных дайками. Здесь известны выходы гидротермально измененных пород, площади которых при дальнейшем проведении поисково-разведочных работ несомненно расширятся и в их пределах будут выявлены новые промышленные месторождения.

Месторождения Анкасар и Казаничк

В верховьях р. Гехи, в 8—12 км к северо-западу от Каджаранского медно-молибденового месторождения, расположено обширное Гехинское рудное поле, в пределах которого за последние годы выявлена группа медно-молибденовых месторождений штокверково-вкрапленного типа (см. рис. 7).

В геологическом строении рудного поля участвуют интрузивные и частично вулканогенные породы. Последние развиты в восточной и южной частях рудного поля и представлены пироксеновыми порфиритами, отчасти их туфами, туфобрекчиями и туффитами. Указанные породы принадлежат к толще вулканогенных пород предположительно среднеэоценового возраста.

Вулканогенная толща прорывается интрузивными массивами порфировидных гранитов и гранодиоритов, дайками гранит-пор-

фиров, гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, а также кварцевыми, аплитовыми и пегматитовыми жилами, широко развитыми в рудном поле. В контакте с интрузивным массивом порфириты в значительной степени ороговикованы и пиритизированы.

Дорудный возраст порфиров (аналогично Каджаранскому месторождению) подтверждается интенсивным гидротермальным изменением даек и вмещающих пород, пересечением их кварцеворудными жилами и наличием оруденения в самих дайках.

В западной части рудного поля в порфировидных гранодиоритах прослеживается Дебаклинский региональный тектонический разлом.

В структурном отношении медно-молибденовое оруденение локализуется в зоне Дебаклинского разлома и в оперяющих разлом трещинах северо-восточного, близширотного и близмеридионального простираний.

По результатам проведенных геологоразведочных работ наибольшего внимания заслуживают Анкасарское, Казанличское и Жайридзорское месторождения.

Месторождение Анкасар расположено в 1 км к юго-западу от селения Аджебадж, на абсолютных высотах 2500—2900 м. Сложено гранодиоритами Гярдской интрузии и секущими их дайками диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. Медно-молибденовое оруденение приурочено к мощной зоне (500—650 м) дробления северо-восточного направления, протяженностью в несколько километров; в пределах зоны гранитоиды подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению. Прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение прослеживается по простиранию до 2 км при ширине 200—400 м. Внутри этого минерализованного участка выделяется до 10 подзон с промышленным содержанием меди и молибдена. С глубиной обнаруживается слияние этих подзон и образование сравнительно мощных (100 м и более) рудных тел.

По геологическому строению, условиям размещения оруденения, минеральному составу руд, характеру гидротермального изменения рудовмещающих пород Анкасарское месторождение сходно с Каджаранским медно-молибденовым месторождением.

Казанличское месторождение расположено в 7—8 км к северо-западу от Каджаранского медно-молибденового месторождения и занимает площадь 4—4,5 км^2. Оно охватывает восточный и западный склоны горы Саридаг Зангезурского хребта, в пределах абсолютных отметок 3000—3600 м над уровнем моря.

Месторождение сложено порфировидными гранитами, гранодиоритами и порфиритами среднего эоцена, пронизанными дайками и жилами гранит- и гранодиорит-порфиров, аплитов и пегматитов. Прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение носит здесь площадной характер и развито во всех вышеуказанных разностях пород. Здесь выделяются три минерализованных участка: Центральный, Неприступные скалы и Южный.

Участок Центральный расположен на обоих склонах горы Саридаг. Породы представлены гидротермально измененными брекчированными порфировидными гранодиоритами, среди которых развита медно-молибденовая минерализация. На этом участке наиболее детально изучена рудоносная зона шириной 100—300 м; прослеживается она на расстоянии 2 км в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углами 75—80°; изучена до глубины 500 м. Содержание меди и молибдена промышленное, на нижних горизонтах с глубиной оно для обоих металлов повышается.

Участок Неприступные скалы расположен южнее Центрального, на водораздельном гребне. Здесь обнажаются окварцованные разности брекчированных порфировидных гранитоидов, среди которых развито прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение. В южной части выделяется участок размером 100 × 200 м с промышленным содержанием меди и молибдена.

Участок Южный находится в 200 м южнее участка Неприступные скалы. Здесь среди интрузивных пород со слабым оруденением выявлены обогащенные полосы площадью 150 × 100 м, в пределах которых установлено кондиционное содержание меди и молибдена. Большой интерес представляет медно-молибденовое оруденение в порфиритах.

Наиболее крупные разрывные нарушения на Казанличском месторождении выделены двумя системами:

1) северо-западного (340°) простирания с преимущественным падением на северо-восток под углами 50—90°;

2) северо-восточного (80—85°) простирания, с преимущественным падением на северо-запад под углами 50—75°.

Главные разрывы обеих систем впоследствии были выполнены жильными породами, аплитовыми и кварцеворудными жилами.

Основная минерализация меди и молибдена приурочена к гидротермально измененным, окварцованным порфировидным гранитоидам, а также жильным породам и порфиритам экзоконтакта.

Жайридзорское месторождение расположено в 3—4 км к юго-западу от Анкасарского. Медно-молибденовое оруденение развито в породах гранодиоритового и габбро-диоритового состава Гярдинской интрузии, подвергшихся гидротермальному изменению. Выделяются два участка.

Первый участок представлен зоной измененных пород северо-западного простирания, падающей на северо-восток под углом 70—75°. Рудоносная зона прослежена по простиранию на 700 м, мощность ее 10—15 м. Содержание меди в зоне колеблется от 0,5 до 3,1%, молибдена — от следов до 0,012%.

Второй участок расположен в 0,5—0,7 км к востоку от первого и приурочен к гидротермально измененным породам, занимающим площадь размерами 300 × 400 м. Содержание меди и молибдена примерно такое же, как на первом участке.

Минеральный состав руд медно-молибденовых месторождений Гехинского рудного поля такой же, как и руд Каджаранского, Агаракского и других аналогичных месторождений Армении. Главные минералы — халькопирит, молибденит, пирит, гематит и магнетит; более редки сфалерит, галенит, а также борнит, ковеллин и др.

Месторождение Шикахох

Шикахохское медно-молибденовое месторождение, открытое в 1965 г., находится в 27 км к югу от г. Кафан (см. рис. 7). Геология месторождения детально описана в работах Е. Л. Афанасьевой и других (1970, 1971). Оно представляет не только определенный практический, но и большой научный интерес с позиции возможности выяснения основных закономерностей размещения рудных месторождений и правильного освещения вопросов металлогении. Месторождение находится в пределах так называемого пояса медноколчеданного оруденения, где раньше на основании имевшихся ранее металлогенических концепций, молибденовое оруденение не предполагалось.

Геологическое строение. Месторождение размещается на северо-восточном крыле Шикахохской антиклинали северо-западного простирания, вблизи ее осевой части, в экзо- и эндоконтакте Цавского массива гранитоидов. Рудное поле сложено эффузивной толщей андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов и дацитовых порфиров. Западнее месторождения, на склонах правого берега р. Шишкерт, эти породы перекрывают фаунистически охарактеризованные отложения девона, что дало основание С. С. Мкртчяну (1958) отнести их к нижней или средней юре, поскольку отложения карбона, перми и триаса повсеместно в Восточном Закавказье представлены осадочными карбонатными толщами (рис. 20).

А. Т. Асланян (1958) относил эти образования к вулканической толще нижней юры — к нижним порфиритам Кафанского района. В настоящее время большинство исследователей — А. Г. Казарян (1969 г.), К. Н. Паффенгольц (1970 г.) и др.— датируют возраст этих образований верхней юрой.

Андезитовые порфириты наиболее широко распространены на месторождении и совместно с андезито-базальтовыми порфиритами слагают эффузивную толщу мощностью более 600 м.

Дацитовые порфиры развиты в северной части месторождения, на левобережье р. Шикахох, где их мощность достигает 50 м. Юго-западнее селения Келлу-Кшлак установлена полоса этих пород шириной 250—300 м, вытянутая в северо-западном направлении.

Дацитовые порфиры являются более молодыми образованиями и залегают стратиграфически выше андезитовых порфиритов. В основании потоков первых из них на контакте с андезитовыми

порфиритами наблюдается большое количество остроугольных, часто выветрелых обломков андезитовых порфиритов.

В эффузивную толщу, вдоль осевой части Шикахохской антиклинали, предположительно в верхнеюрское время, внедрились субвулканические кварцевые диорит-порфириты, слагающие силлы и крутопадающие дайки. Силлы кварцевых диорит - порфиритов часто залегают в два яруса и более; их размеры по площади достигают 1 км² при мощности до 100—150 м. Дайки имеют крутое, близкое к вертикальному падение, их мощность колеблется от 1 до 5 м.

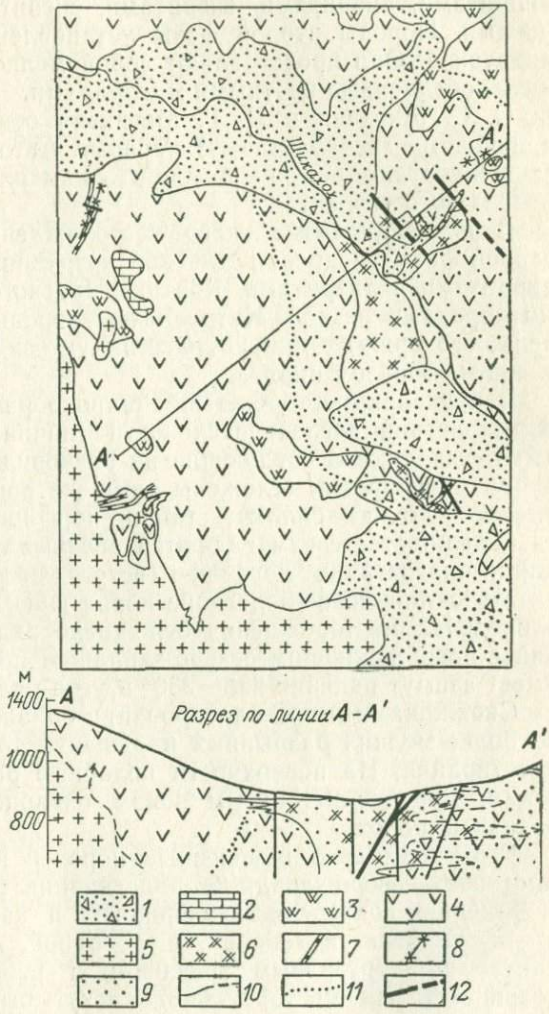


Рис. 20. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения. По *Е. Л. Афанасьевой, В. Я. Федчуку* (1971)

1 — четвертичные отложения; *2* — известняки (K_1); *3* — липарит-дацитовые порфиры (J_3); *4* — андезитовые и андезит-базальтовые порфириты (J_3); *5* — гранодиориты и диориты Цавского интрузива (γ^{δ} K); *6* — кварцевые диорит-порфириты (γ^{δ} J_3); *7* — дайки плагиогранит-порфиров; *8* — дайки гранодиоритов; *9* — гидротермальноизмененные породы — окварцованные, серицитизированные, с прожилковой и вкрапленной минерализацией; *10* — границы литологических подразделений установленные и предполагаемые; *11* — границы зоны гидротермальноизмененных пород; *12* — тектонические нарушения достоверные и предполагаемые

Силлы кварцевых диорит-порфиритов внедрились по ослабленным зонам вдоль пологих разрывных нарушений и по границам между потоками порфиритов.

Кварцевые диорит-порфиры обнаруживают большое петрографическое и петрохимическое сходство с барабатумскими кварцевыми порфиритами Кафанского рудного поля и, по-видимому, образуют с последними единый субвулканический комплекс.

На юге эффузивная толща прорвана Цавским гранитоидным массивом площадью в 50 км². С. С. Мкртчян (1958) считает, что этот массив возник в результате двухфазного внедрения магмы. Первая фаза представлена более основными породами — гранодиоритами, диоритами, сиенитами, сиенит-диоритами, габбро-диоритами. Породы второй фазы установлены в центральной части интрузива. Они представляют собой мелкозернистые розовые граниты, обедненные цветными минералами.

С. С. Мкртчян и И. Г. Магакьян относят Цавский интрузив к меловому (дотуронскому) периоду. Авторы отождествляют Цавскую интрузию с Конгуро-Алангезским плутоном гранитоидов палеогенового возраста.

В пределах Шикахского месторождения обнажаются породы первой фазы внедрения Цавской интрузии, представленные гранодиоритами и диоритами. Контакт Цавского массива с вмещающими породами резкий. Интрузивные породы в эндоконтакте осветлены, содержат тонкую рассеянную вкрапленность сульфидов, главным образом пирита.

В пределах месторождения широко развиты жильные породы. В возрастной последовательности (начиная от древних к молодым) выделяются следующие их разновидности: дайки кварцевых диорит-порфиритов (сложены теми же породами, что и субвулканические тела — силлы), дайки порфировидных гранодиоритов (в большинстве своем являются апофизами Цавского интрузива), дайки плагиогранит-порфиров (встречаются редко).

Моноклинальное залегание пород юрской вулканогенной толщи в пределах месторождения осложнено рядом разрывных нарушений с преобладающим северо-западным простиранием. Нарушение имеет азимут падения 228—230° и угол падения 65—70°.

Скважинами и при картировании обнажений выявлено несколько более мелких разрывных нарушений того же северо-западного простирания. На поверхности подобные разрывы картируются по узким, линейно-вытянутым зонам окварцованных и серицитизированных пород.

Гидротермально измененные породы на месторождении слагают зону северо-западного простирания площадью около 7 км². Изменению подверглись порфириты и кварцевые диорит-порфириты. Степень изменения с глубиной, а также вблизи контакта с интрузивным массивом и разрывными нарушениями возрастает. На месторождении могут быть выделены три типа изменений:

1) щелочной метасоматоз, проявившийся в пределах всей зоны гидротермально измененных пород. В ряде случаев приводит к образованию своеобразных пород — кварц-биотит-полевошпатовых метасоматитов;

2) околорудные изменения, выраженные окварцеванием, серицитизацией, реже березитизацией. Серицитизация имеет наибольшее развитие;

3) пострудные процессы — карбонатизация и огипсование. Особенно широко развиты в зонах разрывных нарушений.

Морфология месторождения. Медно-молибденовое оруденение локализовано в пределах зоны раздробленных и гидротермально измененных пород. Зона эта вытянута на 4 км в северо-западном направлении и в средней части простирания расширяется примерно до 2 км. Границы зоны нечеткие. Наблюдается постепенное затухание оруденения и гидротермальных изменений, а также самой трещиноватости.

Центральная часть зоны гидротермально измененных пород представляет собой штокверк с убогим медно-молибденовым оруденением. Штокверк имеет линзовидную форму и крутое падение в сторону Цавского гранитоидного массива. Разведочными скважинами он прослежен по падению на 600 м.

В штокверковой зоне оруденение распределено неравномерно. Выделяются отдельные обогащенные участки, локализованные вблизи плоскостей дорудных разрывов, вдоль контактов тел кварцевых диорит-порфиритов, а также в висячем боку разрывных нарушений северо-западного простирания и юго-западного падения. Вблизи с. Шикахох установлены кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов. Простирание их северо-западное, протяженность до 60 м, мощность 15—20 см.

Минеральный состав и строение руд. В составе руд выделяются главные минералы: пирит, кварц, серицит, хлорит, гипс, второстепенные — халькопирит, молибденит, магнетит, гематит, рутил, ангидрит, кальцит, редкие минералы — пирротин, кубанит, теннантит, сфалерит, галенит, борнит, дигенит, гётит, гидрогётит, доломит. Из жильных минералов наиболее обычны кварц и гипс. Галенит и сфалерит встречаются на флангах штокверка.

Промышленное значение Шикахохских руд обусловливают находящиеся в их составе халькопирит и молибденит. Халькопирит распределен относительно равномерно и встречается в одинаковых количествах как в порфиритах, так и в кварцевых диорит-порфиритах.

Выделены три генерации халькопирита: халькопирит I образует мономинеральные прожилки размером 0,1—10 мм, а совместно с пиритом и кварцем — метасоматическую вкрапленность в порфиритах и кварцевых диорит-порфиритах размером 0,05—0,2 мм; халькопирит II развит в виде мелких выделений размером 0,005—0,01 мм, образующих срастание с молибденитом; халькопирит III — продукт распада в сфалерите.

Молибденит концентрируется главным образом в кварцевых диорит-порфиритах, реже в порфиритах и в кварцевых прожилках.

Молибденит представлен одной генерацией. Он образует редкие прожилки, прожилкообразные выделения и вкрапленность метакристаллов в раннем кварце и в породе (рис. 21), особенно в кварцевых диорит-порфиритах. Отдельные чешуйки молибденита имеют размер 0,05—0,5 мм, редко 1,5 мм.

Наиболее характерными текстурами руд Шикахохского месторождения являются вкрапленная и прожилковая. В минеральных агрегатах часто отмечаются идиоморфномета-, аллотриоморфномета-, гипидиоморфно-, аллотриоморфнозернистые и другие структуры. Руды Шикахохского месторождения отлагались в пять стадий минерализации. По данным Е. Л. Афанасьевой (1971), в пределах рудного поля развиты следующие минеральные ассоциации: 1 — кварцевая, 2 — кварц-халькопирит-пиритовая, 3 — кварц-молибденитовая, 4 — кварц-карбонатная, 5 — ангидрит-гипсовая (рис. 22).

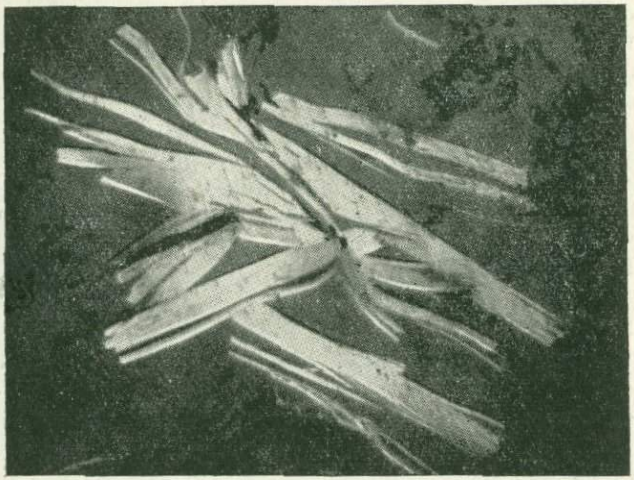


Рис. 21. Метакристаллы молибденита (белое) в серицит-кварцевой породе (черное). Месторождение Шикахох, полированный шлиф, ув. 120

В первую стадию возникли безрудные кварцевые жилы и прожилки, содержащие в небольшом количестве пирит, халькопирит, пирротин, кубанит, хлорит, серицит и рутил. Температура декрепитации раннего кварца 390—340° С (Афанасьева, 1971).

Вторая и третья стадии являются продуктивными и характеризуют собственно рудный процесс. Во вторую стадию отложились три парагенетические ассоциации: кварц-пиритовая, магнетит-халькопиритовая, гематитовая. Температура декрепитации пирита составляет 300—310° С (Афанасьева, 1971 г.).

В третью стадию отложилась кварц-молибденитовая ассоциация, в которой выделены два парагенезиса: кварц-молибденитовый и сфалерит-галенитовый; последний очень слабо проявлен.

В четвертую стадию были отложены агрегаты кварц-карбонатной ассоциации. Они проявлены незначительно лишь в измененных породах.

В пятую стадию была отложена ангидрит-гипсовая ассоциация, агрегаты которой широко развиты в пределах рудной зоны (рис. 23). Характерны ангидритовый и гипсовый парагенезисы. Для гипса и ангидрита свойственна вертикальная зональность, в скважинах ангидрит обычно встречается глубже 180—200 м, на верхних горизонтах развит один гипс. В минерализованной зоне наблюдается горизонтальная зональность. По мере приближения к Цавской интрузии гранитоидов увеличивается количество пирита и молибденита, а по мере удаления от нее растет содержание минералов меди, гипса и ангидрита.

Вопросы генезиса. Шикахохское медно-молибденовое месторождение имеет много общих черт с известными медно-молибденовыми месторождениями Армении, особенно с Дастакертским.

Рудная минерализация пространственно связана с Цавским интрузивом. Помимо Шикахохского месторождения, в экзоконтакте интрузива на западе и юге установлен ряд мелких медно-молибденовых рудопроявлений. Гидротермальные изменения, сопровождающие оруденение, охватили всю

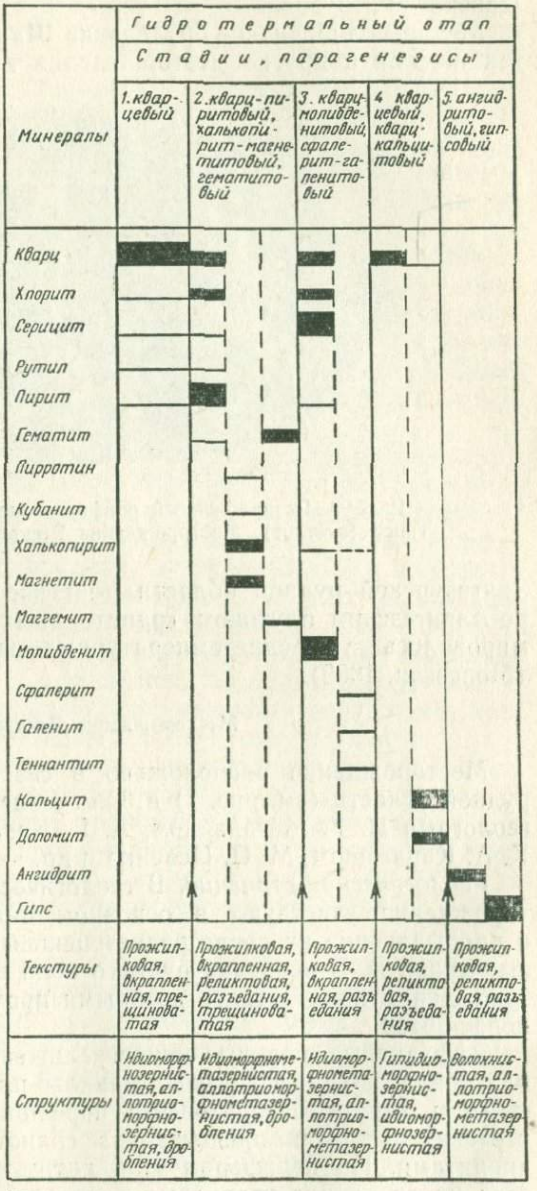


Рис. 22. Схема последовательности минерализации в рудах Шикахохского месторождения. По *Е. Л. Афанасьевой* (1971)

юрскую эффузивную толщу и прорывающие ее кварцевые диорит-порфириты. Слабая медно-молибденовая минерализация установлена в районе селения Нижний Анд и в измененных гранодиоритах Цавского интрузива.

Медно-молибденовое оруденение Шикахохского месторождения, так же как и другие месторождения этого же типа, развитые в

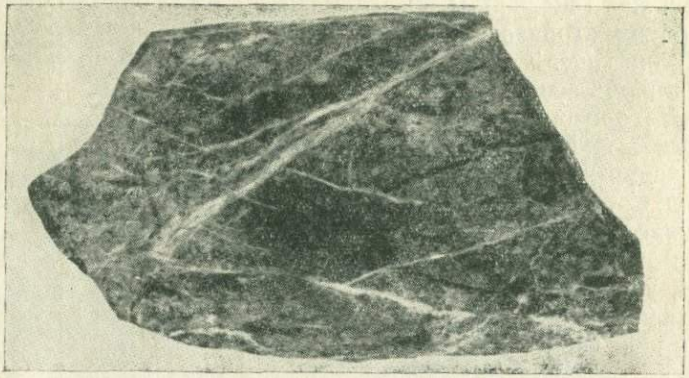


Рис. 23. Раздробленный порфирит (темное) с прожилками гипса (светлое). Месторождение Шикахох. Образец, нат. вел.

Зангезурской рудной области, генетически связывается с Конгуро-Алангезским плутоном гранитоидных пород. Оруденение формировалось в среднетемпературных гидротермальных условиях (Мовсесян, 1969).

Месторождение Дастакерт

Месторождение расположено в северной части Зангезурской рудной области (см. рис. 7) в 3 км южнее с. Дастакерт. Изучалось геологами И. Г. Магакьяном, А. Е. Казаряном, Л. С. Асланяном, К. А. Карамяном, М. П. Исаенко и др.

Геологическое строение. В геологическом строении района месторождения участвуют в основном нижнеэоценовые порфириты и прорывающие их послесреднеэоценовые гранодиориты и кварцевые диориты. В пределах рудного поля интрузивные породы образуют два купола, между которыми протягивается провес кровли порфиритов.

Эффузивные породы эоцена сложены в основном пироксен-плагиоклазовыми и роговообманково-плагиоклазовыми базальтовыми и андезит-базальтовыми порфиритами. По составу Дастакертская интрузия представлена гранодиоритами и кварцевыми диоритами. На периферии этой интрузии отмечаются небольшие тела более ранних кварцевых диоритов и габбро-диоритов. Здесь отмечаются многочисленные апофизы гранодиоритов в габбро-диоритах. Контакт между гранодиоритами и порфиритами резкий,

интрузивный. Вдоль контактовой линии, в зоне шириной до 250 м, порфириты под воздействием интрузии гранитоидов подверглись контактовым изменениям — ороговикованию.

По составу контактовые роговики довольно разнообразны. Здесь отмечается постепенное изменение состава роговиков по мере удаления от интрузивного массива. Непосредственно вблизи интрузии развиты пироксен-плагиоклазовые роговики, которые по мере удаления от контакта переходят в роговообманково-плагиоклазовые. На минералы контактового метаморфизма наложена биотитизация, которая в основном развивается по темноцветным минералам роговиков. Контактовые роговики слагают центральную часть месторождения.

В пределах рудного поля довольно широко развиты дайковые породы, внедрившиеся по разрывным нарушениям. Здесь отмечаются четыре типа жильных пород — плагиоклазовые диорит-порфириты, диабазовые порфириты, роговообманковые диорит-порфириты и керсантиты. Наибольшее количество даек развито на Центральном участке месторождения. Здесь же проявлено более интенсивное медно-молибденовое оруденение (рис. 24).

Характерной особенностью Дастакертского месторождения является приуроченность даек диорит-порфиритового состава и диабазовых порфиритов к трещинам соответственно северо-восточного и северо-западного простираний; роговообманковые диорит-порфириты локализуются в близширотных, а керсантиты — в широтных зонах нарушений. Наибольшими размерами обладают дайки диорит-порфиритов, мощность которых достигает 10 м, а протяженность 1—2 км. Дайки других петрографических разновидностей имеют меньшую мощность и протяжение, не превышающее 400 м.

Все дайки в пределах рудного поля являются дорудными; этот вывод подтверждается пересечением даек рудными жилами.

В пределах рудного поля прослеживаются две крупные зоны дробления северо-западного простирания. Одна зона протягивается вдоль контакта пород кровли и гранодиоритовой интрузии, а вторая, параллельная ей зона, протягивается вдоль внешнего контакта интрузии с вмещающими порфиритами и роговиками. В зонах дробления отмечается система тектонических нарушений, расположенных кулисообразно.

Дастакертское рудное поле испытало ряд последовательных тектонических деформаций, сопровождавшихся образованием разрывных нарушений, зон смятия, дроблением пород, внедрением дайковых тел, проникновением гидротермальных растворов, образовавших рудные тела, и, наконец, смещением последних. На месторождении выделяются три основных этапа развития рудного поля — дайковый дорудный, гидротермальный и пострудный. Каждый из этих этапов характеризуется присущим ему планом деформаций.

Додайковый этап нарушений проявлялся в две стадии. В раннюю в интрузивных массивах возникли системы разрывов, ориен-

тированные параллельно их контактовой поверхности, с довольно крутыми углами падения, и поперечные трещины с углами падения на северо-запад и юго-восток. Поздней стадии дайкового этапа

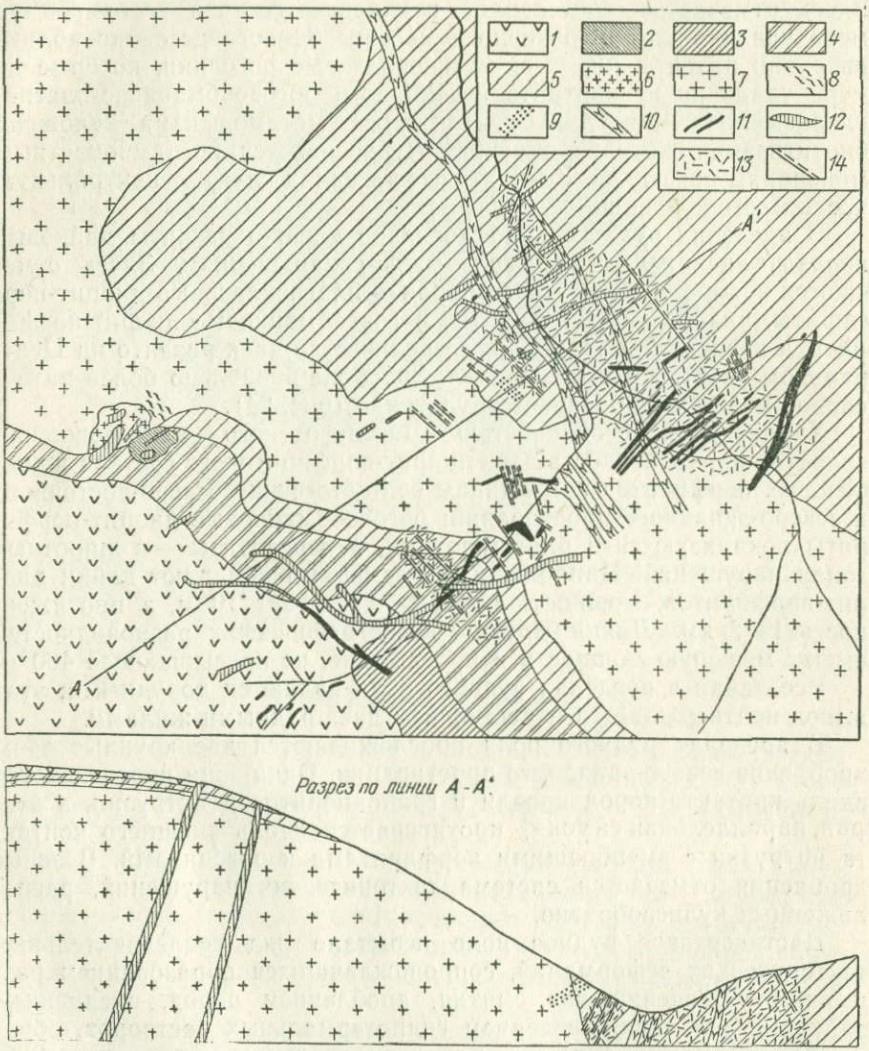


Рис. 24. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Дастакерт. По *К. А. Карамяну*, 1964

1 — нижнеэоценовые пироксен-плагиоклазовые порфириты; *2* — роговики плагиоклаз-рогообманковые; *3* — роговики плагиоклаз-актинолитовые; *4* — роговики плагиоклаз-рогообманково-биотитовые; *5*— роговики кварц-биотит-полевошпатовые; *6*— кварцевые диориты; *7*— гранодиориты; *8*— зона пегматитов с медной минерализацией; *9*— дайки аплитов; *10*— дайки диорит-порфиритов; *11*— дайки диабазовых порфиритов; *12*— дайки роговообманковых диорит-порфиритов; *13*— интенсивно гидротермальноизмененные роговики и гранодиориты с участками медно-молибденового оруденения; *14*— тектонические нарушения

предшествовали интенсивные тектонические движения; деформация проявилась в формировании разрывов как в интрузивных, так и во вмещающих породах. В эту стадию формирования рудного поля происходило внедрение жильных дериватов гранодиоритовой интрузии среднего и основного составов. В гидротермальный этап проявились разрывы, возникшие еще до внедрения даек, и частью новые нарушения, распространившиеся по контакту с дайками.

В пределах отмеченных выше зон дробления локализованы рудоносные участки месторождения. В зоне дробления, протягивающейся вдоль южного контакта пород кровли, локализовано оруденение Центрального участка. В зоне дробления во внешнем контакте гранодиоритовой интрузии размещены участки Южный и Новый.

В пределах рудного поля устанавливается отчетливый литологический контроль оруденения, которое в основном развито в роговиках, меньше в гранодиоритах и практически отсутствует в дайковых породах. Это связано с физико-механическими свойствами горных пород рудного поля и способностью роговиков к хрупкой деформации. На Центральном участке разведочными работами установлено четыре самостоятельных рудных тела.

Морфология рудных тел и минеральный состав руд. В пределах Дастакертского рудного поля отмечается два типа промышленных руд: сульфидные медные и сульфидные медно-молибденовые.

Медные руды имеют площадное распространение; выражены прожилково-брекчиевыми, прожилково-вкрапленными, брекчиевидными разновидностями, а также жило- и гнездообразными телами. Медно-молибденовые руды, в отличие от медных руд, в основном приурочены к крупным сколовым тектоническим нарушениям, протягивающимся на 200—300 м, иногда рассекающим медные руды. Медно-молибденовые руды представлены в основном брекчиевым оруденением, где обломки вмещающих пород цементируются молибденитом и халькопиритом. По минеральному составу руд Дастакертское месторождение сходно с остальными медно-молибденовыми месторождениями Южной Армении.

В составе сульфидных руд установлены следующие рудообразующие минералы: пирит, молибденит, халькопирит, борнит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, самородный висмут, виттихенит, висмутин, эмплектит, алабандин, галенит, энаргит, люцонит, реньерит, германит, магнетит, гематит, пирротин, самородное золото, серебро, кварц, хлорит, эпидот, серицит, альбит, мусковит, родохрозит, кальцит, доломит, каолинит.

Из гипергенных минералов в рудах встречены борнит, халькозин, ковеллин, марказит, аллофан, штромейерит, аргентит, галлуазит, гематит, гидрогётит, гётит, лепидокрокит, ярозит, повеллит, ферримолибдит, англезит, церуссит, смитсонит, малахит, азурит, хризоколла, лампадит, куприт, тенорит, самородная медь, кальцит, гипс, халькантит, мелантерит.

Наиболее распространены пирит, халькопирит, борнит, молибденит, кварц, серицит, хлорит и карбонаты. Промышленное значение из них имеют только молибденит, халькопирит и борнит.

Типичными текстурами для медно-молибденовых руд являются вкрапленная (рис. 25), брекчиевая (рис. 26), а также прожилковая и пятнистая. В рудах развиты зернистые и метазернистые структуры (рис. 27), а также катакластические и кристаллобластические.

Рис. 25. Вкрапленная руда. Халькопирит (черное) метасоматически замещает серицитизированные и альбитизированные плагиоклазы в гранодиорите. Месторождение Дастакерт, прозрачный шлиф ув. 60

Гидротермально измененные породы в пределах рудного поля пользуются довольно широким развитием. Здесь отмечаются гидротермально измененные породы — пропиллиты, предшествующие процессу оруденения; вторичные кварциты сопутствуют оруденению.

Околорудное изменение представлено также полевошпатизацией, серицитизацией и карбонатизацией вмещающих пород, которые развиваются в ореоле рудных тел.

М. П. Исаенко (1958 г.), К. А. Карамяном и др. на месторождении установлено восемь стадий пульсационной гидротермальной минерализации. В эти стадии отложились следующие парагенетические минеральные ассоциации: кварц-пиритовая, кварц-магнетитовая, кварцевая, молибденит-кварцевая, борнит-халькопиритовая, теннантит-энаргитовая, кварц-галенит-сфалеритовая, алабандиновая и карбонатная.

Собственно Дастакертское месторождение и район изучены недостаточно; гидротермально измененные порфириты в эндо- и

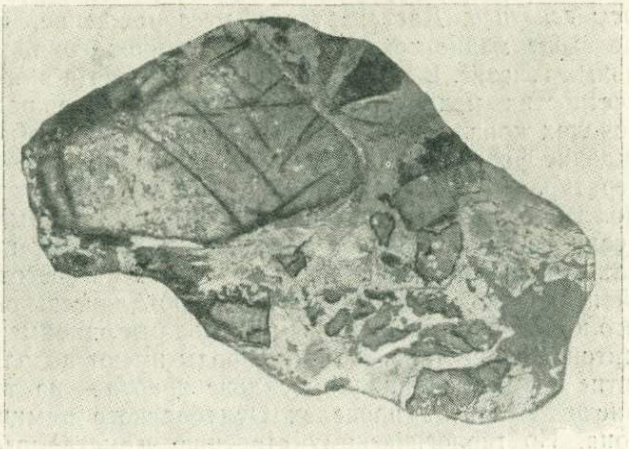


Рис. 26. Брекчиевая руда. Обломки порфирита (серое) сцементированы халькопиритом и молибденитом (светло-серое). Месторождение Дастакерт. Образец, нат. вел.

экзоконтактах интрузивного массива еще полностью не обследованы, поиски в широком масштабе не проведены. В то же время

Рис. 27. Идиоморфнометазернистая структура агрегата молибденита (белое). Черное — роговик. Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 100

измененные породы в зоне экзо- и эндоконтакта исключительно перспективны на медно-молибденовое оруденение. В частности,

перспективны на медно-молибденовое оруденение участки Новый, Южный, Саридаринский, Чачаглинский, Шорджурский, Загидзорский, Мроцский, Доринский, Каракаинский, Лалаюртский и др.

Вопросы генезиса. Дастакертское месторождение, как и все описанные выше медно-молибденовые месторождения, имеет гидротермальный генезис. В пределах месторождения и в его ближайших окрестностях медно-молибденовое оруденение размещается либо в породах кровли интрузивного массива, либо в нем самом. Месторождение формировалось в условиях средних глубин и средних температур.

Ознакомление с Зангезурской рудной областью было бы неполным, если не сказать еще о следующем: все описанные выше медно-молибденовые месторождения находятся на восточном склоне южной половины высокогорного Конгуро-Алангезского хребта, сложенного в основном интрузивными породами одноименного плутона гранитоидного состава. Эти же породы имеют довольно широкое развитие также на западном склоне хребта — на территории Нахичеванской АССР, в пределах Ордубадского административного района. По геологическому строению и металлогении этот район составляет единое целое с Зангезуром, и его можно рассматривать как один из рудных районов Зангезурской рудной области. Исходя из этого, для полноты описания медно-молибденового оруденения Малого Кавказа приводим краткие сведения об этом районе на стр. 106.

Месторождение Варденис

Находится на южном склоне одноименного хребта, в верховьях р. Элегис и входит в соседнюю с Зангезурской Айоцдзорскую рудную область (см. рис. 7). В геологическом строении этой области принимают участие туфы, андезиты и другие вулканогенные породы олигоценового и среднеэоценового возрастов, прорванные небольшими интрузивными телами монцонитов, гранодиоритов, диоритов, диоритов и габбро. Все они секутся дайками гранодиорит-порфиров и диабазов.

Айоцдзорская рудная область отличается сравнительно незначительным эрозионным срезом. Для нее характерна средне-низкотемпературная минерализация — месторождения преимущественно свинцово-цинковых и сурьмяных руд, сопровождаемых медью, золотом, серебром и висмутом. Область в отношении рудоносности изучена недостаточно; поисково-разведочными работами охвачены лишь незначительные приповерхностные части выявленных месторождений.

В геологическом строении Варденисского месторождения принимают участие порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники и раздробленные гидротермально измененные рудоносные гранодиорит-порфиры среднеэоценового возраста. Выше по разрезу прослеживается вулканогенная толща, представленная андезит-дацитами и их туфообломочными образованиями олигоценового возраста,

перекрываемыми миоценовыми глинистыми сланцами, глинистыми песчаниками и туфопесчаниками. Жильные породы представлены кварц-порфирами мощностью от 4 до 25 м.

В тектоническом отношении рудоносная зона приурочена к сводовой части антиклинальной складки северо-северо-западного простирания. Вдоль оси складки проходит зона разлома, сопровождающаяся многочисленными трещинами оперения северо-западного и северо-восточного простираний.

Гидротермальное изменение выражено в образовании полевошпатовых, кварц-серицитовых, каолинизированных и хлоритизированных пород. Из рудных минералов в них распространены молибденит, пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда, изредка самородное золото.

Молибденовая минерализация приурочена к приконтактовой зоне интрузивных пород с порфиритами. В морфологическом отношении оруденение Центрального участка представлено минерализованной зоной северо-западного простирания с падением к юго-западу, протяженностью до 3 км, мощностью до 1 км. Руды месторождения убогие, но по ряду опробованных сечений приближаются к кондиционным. В составе молибденита определено повышенное содержание рения. Для выяснения общих перспектив рудопроявления необходимо провести дополнительные геологоразведочные работы, направив их на изучение и оценку рудоносных зон, а также на выявление новых перспективных участков на флангах и глубоких горизонтах.

Месторождение Анкаван

Месторождение входит в Разданскую рудную область, находящуюся в центральной части Армянской ССР (см. рис. 7). Она является одной из богатых полезными ископаемыми и многообещающей в экономическом развитии областью республики. Здесь выявлены имеющие промышленное значение месторождения нефелиновых сиенитов (как сырья для производства глинозема), железа, меди и молибдена. Представляют интерес проявления титана, вольфрама, ряда редких элементов, а также месторождения некоторых нерудных полезных ископаемых и целебных минеральных вод.

В геологическом строении области принимают участие разнообразные горные породы — от древних метаморфических сланцев (кембрий — докембрий), интрузивных пород древнепалеозойского и послесреднеэоценового возрастов до четвертичных и современных отложений. История геологического развития области отличается тем, что из разреза полностью выпадают палеозойские и мезозойские образования и сразу на породы протерозоя ложатся отложения эоцена, что указывает на продолжительное поднятие всей области.

В геотектоническом отношении значительная часть области относится к Памбакской синклинальной зоне, сложенной эффузив-

ными породами эоцена, прорванными массивами щелочных пород. В юго-западном направлении она переходит в крупную Анкаванскую антиклинальную структурную зону, в ядре которой обнажаются метаморфические породы докембрия. Зона осложнена крупными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. Главнейшим в области является Анкаванский разлом близширотного простирания, протягивающийся через с. Анкаван, по долине р. Мармарик до с. Меградзор и дальше. По этому разлому, имеющему падение на север под углами 40—60°, древние метаморфические сланцы надвинуты на вулканогенные образования эоцена.

Месторождение Анкаван находится у одноименного села в верховьях р. Мармарик. Рудное поле занимает площадь около 10 км²; состоит из четырех участков — Центрального, Западного, Намазолянского, Назырюртского; по геологическому строению, морфологии рудных тел и минеральному составу упомянутые рудные участки сходны между собой.

Геология месторождения детально описана в работах В. Н. Котляра, С. Н. Данеляна, Г. И. Гольденберга, А. М. Аветисяна и др.

Геологическое строение. В геологическом строении Анкаванского месторождения принимают участие докембрийские метаморфические породы, прорванные палеозойскими лейкократовыми гранитами, а также верхнемеловыми (?) кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Широким развитием пользуются дайки интрузивных пород, представленные аплитами, пегматитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, биотитовыми гранодиорит-порфирами и лампрофирами. Породы метаморфической толщи сложены слюдяными, кварц-слюдяными, кварц-слюдисто-полевошпатовыми, а также амфиболовыми сланцами, мраморами и мраморизованными известняками. Наиболее широко развиты преобладающие над метаморфическими сланцами лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты, распространенные в центральной, юго- и северо-западной частях месторождения (рис. 28).

В пределах Анкаванского месторождения аплиты и пегматиты являются наиболее древними жильными породами. Мощность их колеблется в интервале 0,15—1,5 м; ориентированы на северо-восток, северо-запад и частью вытянуты в широтном направлении с падением к северу и югу под углами 40—90°.

Гранит-порфиры распространены на Центральном участке; представлены они дайкообразными и штокообразными телами с крутыми углами падения, простирающимися в северо-восточном и близширотном направлениях (рис. 28). Наиболее молодыми породами являются лампрофиры. Мощность даек колеблется от 20 см до 16 м. Дайки в основном широтного простирания с падением на север под углами 55—65°.

Тектонические деформации привели к проявлению разрывных и складчатых нарушений. Главным складчатым сооружением является Анкаванская (Мисханская) антиклиналь, протягиваю-

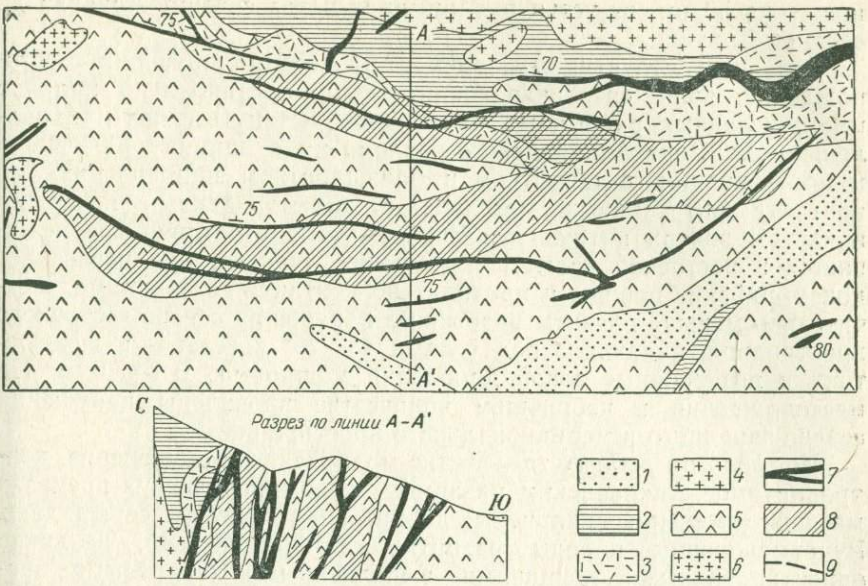


Рис. 28. Схема геологического строения и разрез месторождения Анкаван. По *А. В. Габриэляну, Г. И. Гольденбергу, С. Н. Данеляну и др.*

1 — аллювиально-делювиальные отложения; *2* — метаморфические сланцы; *3* — гранат эпидот-магнетитовые скарны и скарнированные породы; *4*— лейкократовые граниты; *5*— кварцевые диориты; *6*— порфировидные гранодиориты; *7*— гранодиорит-порфиры; *8*— зоны оруденения; *9*— тектонические нарушения

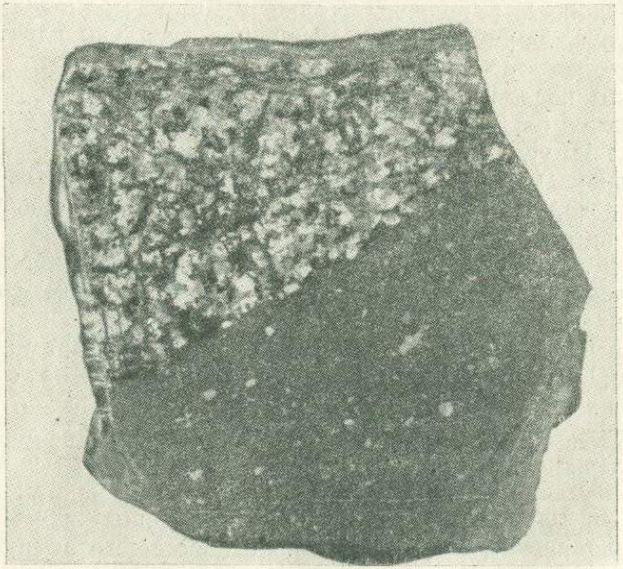


Рис. 29. Контакт кварцевого диорита с темно-серым гранодиорит-порфиром (внизу). Месторождение Анкаван, нат. вел.

щаяся на 50 км от устья р. Мармарик через селение Анкаван до селения Спитак.

Основным структурным элементом, контролирующим месторождение, является Анкаванский разлом. Установлено наличие многочисленных разрывных нарушений, вытянутых почти параллельно ему. Зона Анкаванского разлома имеет ширину 400—500 м и протягивается в широтном и близширотном направлениях по контакту интрузивных массивов с докембрийскими породами и частью внутри интрузивов. Зона разлома отчетливо прослеживается в восточной части Центрального участка; она пересекает докембрийские породы и проходит по контакту со скарнами. Значительно меньше развиты разрывные нарушения северо-восточного простирания, падающие под углами 45—75° к северо- и юго-востоку и выраженные зоной дробления мощностью 0,5—3,0 м. На месторождении в небольшом количестве проявлены нарушения северо-западного и меридионального простираний.

Морфология рудных тел. Медно-молибденовое оруденение, контролируемое Анкаванским разломом, сформировалось в пределах массива измененных кварцевых диоритов, рассеченных серией даек. Рудовмещающие породы разбиты многочисленными, различно ориентированными трещинами, выполненными кварцевыми прожилками мощностью от 2 до 20 см.

Оруденелой является зона близширотного простирания, вытянутая на 4000 м при мощности 600—800 м. Для зоны характерно весьма неравномерное распределение оруденения и невысокое содержание полезных компонентов. В пределах зоны выделяются четыре рудоносные подзоны с содержанием молибдена, приближающимся к кондиционному. Последние детально изучены геологоразведочными и горными работами.

Изучены подзоны на протяжении от 400 до 1500 м; мощность их колеблется от 15—20 до 80—100 м; падают они на север и северо-запад под углами 65—75°; местами они сливаются в единую рудную зону. Слияние подзон наблюдается в восточной части Центрального участка, а к западу, наоборот, подзоны разветвляются и постепенно выклиниваются.

В пределах рудоносных подзон наблюдается неравномерное распределение молибдена с заметным увеличением содержания вблизи Анкаванского разлома.

Рудоносные подзоны изучены буровыми скважинами до глубины 300 м; установлено, что содержание молибдена с глубиной практически не меняется.

На Центральном участке Анкаванского месторождения развиты прожилково-вкрапленные руды, вытягивающиеся в виде зоны, протяженностью около 2 км при ширине 700—800 м; буровыми скважинами оруденение подсечено до глубины 200—400 м.

На Анкаванском месторождении особое место занимают скарны и скарнированные породы, несущие молибдено-медное оруденение. Скарны развиты на контакте метаморфических сланцев с

прослоями известняков с кварцевыми диоритами. Прослеживаются они в основном в северо-западном — близширотном направлении, мощность их от 10—20 до 60—80 м. Общая площадь скарнов на Центральном участке достигает 20—25 тыс. м².

Ценность скарнов и скарнированных пород Анкаванского месторождения определяется тем, что, кроме основных полезных компонентов (молибден, медь), они содержат повышенное количество висмута, селена и теллура. На Анкаванском месторождении в медно-молибденовых рудах выделяется зона окисления; она распространена на глубину до 50 м.

Минеральный состав руд. В рудах Анкаванского месторождения выделяются первичные рудные минералы: молибденит, халькопирит, пирит, борнит, марказит, теннантит, гематит, магнетит, шеелит, галенит, сфалерит. Из нерудных минералов развиты актинонит, кварц, тремолит, халцедон, кальцит, анкерит, брейнерит, сидерит, гранаты, каолинит. В первичных сульфидных рудах установлено девять парагенетических минеральных ассоциаций, которые отложились в семь стадий минерализации.

Среди минералов зоны вторичного сульфидного обогащения установлены халькозин, ковеллин, борнит. Из минералов зоны окисления — самородная медь, куприт, тенорит, малахит, азурит, гётит, гидрогётит и гипс.

В рудах выявлены редкие, рассеянные элементы и благородные металлы: рений, висмут, селен, теллур, серебро и др.

В окисленных и смешанных рудах в ассоциации с молибденитом встречаются первичные и вторичные минералы меди, представленные халькопиритом, борнитом, халькозином, ковеллином, купритом, теноритом, малахитом и азуритом. Породы, вмещающие молибденовое оруденение, содержат вкрапленники и скопления молибденита, пирита и редко халькопирита.

Помимо медно-молибденовых руд, на Анкаванском месторождении выявлены также теллур-висмутовые руды, представленные отдельными прожилково-вкрапленными зонами и кварцевыми жилами; жилы и зоны простираются в близширотном направлении с крутыми углами падения.

Типоморфными первичными текстурами в рудах месторождения являются вкрапленная, пятнистая, прожилковая и прожилкообразная. Реже в них развиты брекчиевая, друзовая, полосчатая, графическая, разъедания, каемочная и брекчиевидная текстуры. Из вторичных текстур характерны брекчивая, пористая и трещиноватая.

Типоморфными первичными структурами в рудах являются зернистые, коррозионные и метазернистые. Из вторичных структур широко распространены раздробленная и гранобластическая, реже развиты структуры распада твердого раствора.

Вопросы генезиса. По геолого-минералогическим особенностям Анкаванское месторождение сходно с другими медно-молибденовыми месторождениями Армянской ССР. Наблюдаемые ассоциации минералов показывают, что месторождение является типичным

гидротермальным, связанным с интрузиями гранитоидов. Наличие небольшого участка скарнов с наложенной медно-молибденовой минерализацией не меняет общего характера оруденения.

Геологоразведочные работы на Анкаванском месторождении необходимо направить прежде всего на окончательное выяснение промышленной характеристики Центрального участка. Наиболее перспективными являются фланги месторождения, в особенности юго-западный и юго-восточный, где имеется ряд рудных зон, полностью не прослеженных по простиранию. Большой интерес представляют глубокие горизонты месторождения, так как по полученным предварительным данным с глубиной содержание полезных компонентов не уменьшается.

Необходимо учесть, что проявления комплексных медно-молибденовых руд встречаются и на других участках Анкаванского рудного района.

Месторождение Техутское

Техут является пока еще единственным медным месторождением в Алаверди-Бердской рудной области, в котором обнаружены проявления молибдена (см. рис. 7). Область эта охватывает северо-восточную часть территории республики и по общепринятой классификации входит в Сомхето-Карабахскую геотектоническую зону. В ее геологическом строении принимают участие толщи кератофиров, пирокластических агломератовых пород бата, а также порфиры, кварцевые порфиры и их вулканические брекчии байоса — лейаса, подвергнутые вдоль разрывных нарушений интенсивному гидротермальному изменению. Известны также крупные массивы гранодиоритов, частью выходящие на поверхность, частью залегающие на глубине; в последнем случае они служат жестким основанием для вышележащих эффузивных пород.

В Алаверди-Бердской области известны многочисленные месторождения и рудопроявления медных, медно-свинцово-цинковых, серноколчеданных и железных руд. В рудах многих месторождений области установлены в качестве сопутствующих элементов-примесей серебро, висмут, селен, теллур и кадмий. Важной особенностью оруденения области является обнаружение проявлений комплексных медно-молибденовых руд в Кохбском интрузивном массиве — в Техутском месторождении.

В геологическом строении этого месторождения принимают участие нижнеюрские порфириты и прорывающие их интрузивные породы, представленные гранодиоритами, кварцевыми диоритами и их жильными фациями. Порфириты, распространенные на западном и северо-западном участках месторождения, на контакте с интрузивными породами гидротермально изменены, ороговикованы. Рудовмещающими породами являются гранодиориты и кварцевые диориты, подвергшиеся окварцеванию, серицитизации, пиритизации и каолинизации.

Основной структурный элемент района — Техутский разлом,

прослеживающийся к северо-востоку от с. Техут; простирание его меридиональное с падением на восток. Вдоль разлома породы интенсивно брекчированы.

Руды Техутского месторождения выполняют трещины отдельности и скола и представлены кварц-сульфидными жилами и прожилками, образующими рудоносные штокверки. Преобладающая их часть прослеживается в северо-западном направлении с углами падения на северо-восток 65—70°; аналогичное направление имеет также серия даек интрузивных пород.

Зона окисления выражена отчетливо и прослеживается до глубины 20—30 м. Содержание в руде молибдена приближается к кондиционному, содержание меди низкое.

Техутское месторождение изучено слабо. Дальнейшие геологоразведочные работы необходимо направить на разведку флангов и глубоких горизонтов, пока совершенно неизученных.

Наиболее перспективны в отношении концентрации медно-молибденовых руд собственно Техутское месторождение и полоса, расположенная между этим месторождением и Шевутским проявлением меди. Площадь рудного поля составляет 30—35 км^2.

В районе Техутского рудного поля выявлен ряд других участков с медно-молибденовым оруденением, расположенных на значительном удалении друг от друга, но имеющих сходные структурные позиции. Общая площадь ореолов рассеяния меди и молибдена, вытянутых в юго-восточном направлении, составляет 12—15 км^2. Внутри этого контура медно-молибденовое оруденение развито на участках интенсивно гидротермально измененных вмещающих пород.

Помимо охарактеризованных медно-молибденовых месторождений в Армении известно более 80 проявлений комплексных медно-молибденовых руд. Значительная часть их приходится на Зангезурскую область и лишь около десяти — на другие рудные области Армении. Из этих проявлений большинство ($^2/_3$) расположено в пределах интрузивных массивов. Все рудопроявления гидротермального происхождения; бóльшая часть их имеет примерно одинаковый минеральный состав, сходный с составом описанных выше месторождений медно-молибденовых руд — Каджаранского и Арагакского.

Месторождение Парагачай (Ордубадский рудный район, Нахичеванская АССР)

В районе развиты медно-молибденовые месторождения и рудопроявления. Среди них выделяются два морфологических типа: жильные месторождения (Парагачайское, Урумское, Ширин-Су) и штоковерковые (Каплан-чай, Кизыл-Чанглы и др.). Первые из них в данном районе оказались более перспективными, и среди них относительно крупным является Парагачайское месторождение (преимущественно молибденовое с медью), открытое С. А. Мовсесяном и А. К. Шиленко в 1935 г.

Месторождение находится в западной части Конгуро-Алангезского плутона, в верховьях р. Парагачай, в высокогорном районе, в 20 км к западу от известного Каджаранского медно-молибденового месторождения. Детальные геологоразведочные исследования на месторождении проводились геологами А. К. Шиленко, И. Н. Ситковским, Г. А. Твалчрелидзе. Месторождение разрабатывается с 1952 г. Парагачайским комбинатом. Добыча руды осуществляется в подземных горных выработках, перерабатывается она на небольшой местной обогатительной фабрике.

Рудное поле занимает площадь 0,5 км².

Геологическое строение. В районе месторождения развиты интрузивные породы северо-западной краевой части Конгуро-Алангезского плутона (банатитовой фазы по С. А. Мовсесяну) и вулканогенно-осадочные породы кровли. Вулканогенная свита пород относится к нижнему и среднему эоцену и представлена плагиоклазовыми, роговообманковыми и авгитовыми порфиритами. Среди последних развиты линзы и прослойки туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов и туффитов. Толща вулканогенных пород мощностью до 1300 м распространена в северо-западной, западной и юго-западной частях района. На контакте с интрузивами эффузивные и осадочные породы интенсивно изменены и превращены в роговики и вторичные кварциты. Мощность полосы метаморфизованных пород измеряется от десятка метров до 3 км. Роговики слагают внешнюю часть полосы метаморфизованных пород. По составу это эпидот-серицит-кварцево-полевошпатовые породы. Вторичные кварциты имеют широкое развитие. По минеральному составу среди них выделяются серицит-кварцевые, полевошпатово-серицит-кварцевые, кварц-серицит-андалузитовые разновидности. Во вторичных кварцитах залегает Парагачайское месторождение андалузита, открытое С. А. Мовсесяном в 1936 г.

Рудное поле Парагачайского медно-молибденового месторождения сложено преимущественно кварцевыми диоритами, диоритами, габбро-диоритами, краевыми разновидностями банатитовой интрузии, образующими между собой постепенные переходы.

Вмещающие породы вблизи зальбандов рудных жил на расстоянии от 10—15 см до 0,5 м пиритизированы, хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы и каолинизированы.

Из жильных пород на месторождении хорошо изучены лампрофиры (спессартиты и габбро). К одной из даек лампрофира приурочена жила Главная, к другой дайке — жила Медная. Дайки имеют небольшую мощность — от 0,5 до 1,00 м. Вблизи рудных жил дайковые породы интенсивно изменены и обелены. Зальбанды даек с вмещающими диоритами нечеткие.

Тектоника месторождения характеризуется наличием дорудных и пострудных разрывных нарушений. К первым относятся сбросо-сдвиги с небольшими амплитудами перемещения и зоны дробления, вдоль которых наблюдается интенсивное гидротермальное изменение пород.

Пострудные нарушения представлены двумя системами. Первая — сколовые нарушения. Вдоль этих разрывов происходит смещение рудной массы по зальбандам. Вторая система совпадает по направлению с поперечными разломами. Нарушения этой системы представляют собой сбросо-сдвиги, частично проявившиеся в процессе оруденения. Амплитуда перемещения вдоль них колеблется от 1—2 до 10 м. Рудные тела разбиваются ими на ряд блоков. Направление смещения различное. Все рудные жилы района свчзаны с трещинами скола.

Морфология рудных тел. На месторождении прослежено до 40 сульфидно-кварцевых жил. Из них наиболее крупными являются четыре жилы: Главная, Апофиза, Новая и Медная. Промышленную ценность месторождения определяют жилы Главная и Новая (рис. 30). Рудные жилы характеризуются выдержанностью по простиранию и падению, но обладают переменной мощностью.

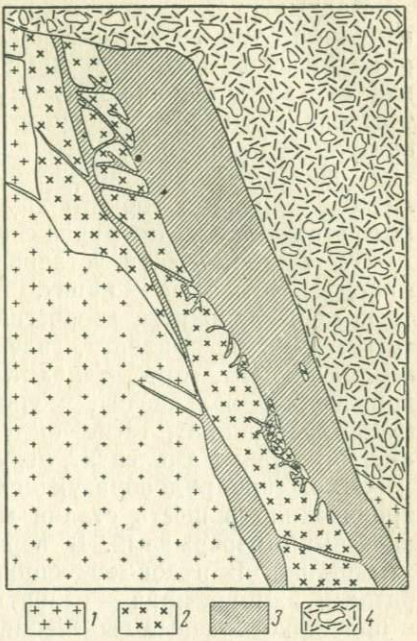


Рис. 30. Взаимоотношения кварцевой рудоносной жилы и вмещающих пород. Месторождение Парагачай (зарисовка). По *С. А. Мовсесяну*

1 — диориты; *2* — жильный микродиорит; *3* — сульфидно-кварцевая жила; *4* — аллювиально делювиальные отложения

Простирание рудных жил северо-западное (290—330°), очень редко меридиональное. Средняя мощность жил составляет 0,65 м, но для большинства жил она значительно меньше. При переходе жил из кварцевых диоритов в гранодиориты наблюдается резкое уменьшение мощности. Протяженность рудных жил по простиранию составляет 100 м и более. Жила Главная прослежена горными выработками по падению до 200 м. По геологическим данным, предполагается вертикальный размах оруденения 300—350 м.

Минеральный состав руд. Минералогия руд на месторождении Парагачай детально изучалась Г. А. Твалчрелидзе, М. П. Исаенко. По вещественному составу и строению руды разделяются на сульфидные молибденовые и медные.

Молибденовые руды сложены крупнозернистым молочно-белым кварцем с прожилками молибденита и вкрапленностью пирита. Халькопирит в них встречается в виде редкой вкрапленности. В молибденовых рудах распространены полосчатая, прожилковая, брекчиевая и брекчиевидные текстуры, обусловленные срастанием агрегатов жильного кварца и молибденита.

Медные руды сложены крупнозернистым молочно-белым кварцем, в котором из рудных минералов развиты пирит и халькопирит. Последний образует крупные выделения неправильной формы, иногда заполняющие жилу по всей мощности. В некоторых участках жила Медная представляет тектоническую брекчию, в которой обломки молочного кварца сцементированы халькопиритом. Иногда халькопирит заполняет в центре кварцевых жил жеоды с друзами горного хрусталя. Мелкочешуйчатый молибденит встречается в этих рудах спорадически.

На месторождении установлены следующие рудообразующие минералы: главные — пирит, халькопирит, молибденит, кварц, серицит и карбонаты; второстепенные — теннантит, пирротин, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, рутил, борнит, халькозин, ковеллин, куприт, гётит, малахит, азурит, повеллит, ферримолибдит, хризоколла, халькантит, мелантерит, ярозит, псиломелан; редкие — арсенопирит, тетраэдрит, марказит, эвкайрит, алтаит, петцит, виттихенит, эмплектит, церуссит, англезит, смитсонит.

Отложение рудообразующих минералов в сульфидных рудах происходило в шесть стадий минерализации, разделенных тектоническими перерывами. В первую стадию отлагалась пиритовая ассоциация. В рудовмещающих породах — диоритах, габбро-диоритах и лампрофирах — развиты метасоматическая вкрапленность и прожилкообразные выделения пирита, с примесью кварца, халькопирита, серицита, хлорита, сфалерита и других минералов.

Вторая стадия минерализации характеризуется развитием жил и прожилков крупнозернистого кварца. В жильном кварце спорадически развита вкрапленность магнетита, гематита, рутила, пирита и халькопирита. Халькопирит цементирует зерна кварца и заполняет пустотки в центре жилы. В жиле Медной крупно- и среднезернистый халькопирит заполняет пустотки в кварце и трещинки в пирите и кварце. По-видимому, халькопирит выделяется последним, заканчивая процесс формирования кварцевых жил.

Третья стадия минерализации характеризуется отложением молибденитовой ассоциации. Крупночешуйчатый молибденит образует метасоматические прожилки по трещинам, расположенным параллельно зальбандам в кварцевых жилах и прожилках. В некоторых участках молибденит цементирует обломки кварца. В центре кварцевых жил и прожилков развиты друзочки и метакристаллы молибденита. Молибденит интенсивно перемят и расщеплен. В участках дробления и перетирания молибденита развит темно-серый кварц. Последний представляет собой мозаичный перекристаллизованный кварц, в который включены мельчайшие частицы расщепленного молибденита. В эту же стадию минерализации выделялись молибденит-кварцевые прожилки, проявленные на месторождении в штокверковых зонах.

В четвертую стадию минерализации отложилась халькопиритовая минеральная ассоциация, которая прослеживается в рудо-

вмещающих породах и в жильном кварце в виде прожилков и вкрапленности. Выделения халькопирита пересекают жильный кварц, молибденит и пирит. В халькопирите развиты мелкие включения борнита, сфалерита, теннантита, арсенопирита, виттихенита, эмплектита, рутила, галенита и самородного золота.

В пятую стадию минерализации выделялась кварц-галенит-сфалеритовая ассоциация в виде прожилков мощностью до 3 см, следующего состава: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, кварц, кальцит, хлорит, доломит; в виде незначительной примеси были обнаружены аргентит, фрейбергит, самородное золото, самородное серебро, алтаит, петцит, гессит, эвкайрит и умангит.

Шестая стадия минерализации примечательна отложением агрегатов карбонатной ассоциации, которая прослеживается в виде прожилков мощностью до 2 см в кварцевых жилах, сульфидных агрегатах и во вмещающих породах. Прожилки сложены железистым доломитом с примесью таких второстепенных минералов, как кальцит, анкерит, сидерит, опал, халцедон и низкотемпературный кварц.

На месторождении Парагачай наблюдается закономерное распределение парагенетических ассоциаций минералов. Так, например, молибденитовая минерализация приурочена к жиле Главной (глубина 2330—2510 м) и к жиле Новой (глубина 2340—2425 м).

В жиле Медной наблюдается проявление халькопиритовой ассоциации. Прожилки полиметаллические и карбонатные развиты вдоль зальбандов кварцевых жил Новая и Главная, особенно в их висячем боку. При выклинивании рудных жил по простиранию и по падению наблюдается увеличение количества карбонатов и пирита.

Руды характеризуются развитием вкрапленной, пятнистой, прожилковой, полосчатой, друзовой и брекчиевой текстур. Полосчатая текстура обусловлена тонкими полосками крупночешуйчатого молибденита, расположенными в жильном кварце параллельно простиранию жилы. Пятнистая и друзовая текстуры образуются скоплениями крупнозернистого халькопирита, приуроченного к жеодовым пустоткам и трещинам в жильном кварце. Брекчиевая текстура развита в участках темно-серого кварца, обломки которого сцементированы карбонатами и сульфидами.

На месторождении выделяются два типа руд: сульфидный и полуокисленный (смешанный).

Сульфидно-кварцевые жилы Главная, Новая окислены до глубины 10—20 м. В раздробленных участках процессы окисления распространяются по вертикали до 100 м. В зоне окисления развиты смешанные руды, в составе которых преобладают гипергенные минералы. Последние представлены халькозином, ковеллином, борнитом, гематитом, гётитом, каолинитом, ярозитом, ферримолибдитом, повеллитом, лампадитом, малахитом, азуритом,

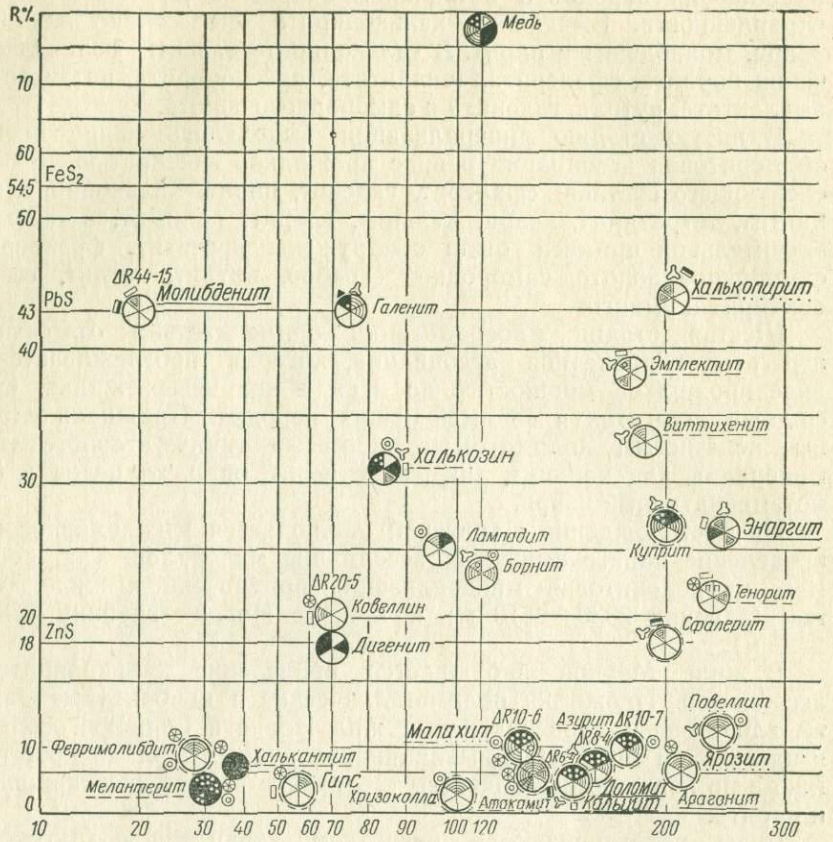
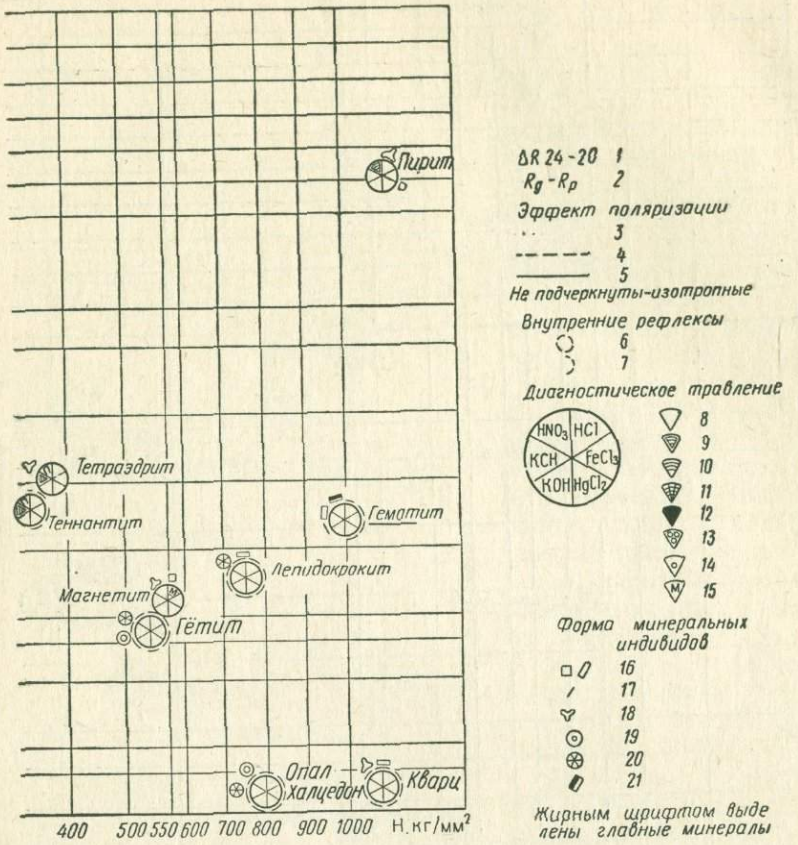


Рис. 31. Таблица для определения главных и второстепенных минералов медно-молибденовых руд в отраженном свете

Двуотражение: *1* — сильное; *2* — слабое. Эффект поляризации: 3 — слабо анизотропные; *4* — отчетливо анизотропные; *5* — сильно анизотропные. Не подчеркнуты — изотропные. Внутренние рефлексы: *6* — рефлексы сильные, заметные в воздухе; *7* — рефлексы слабые, заметные в масле и порошке. Диагностическое травление: *8* — не травится; *9* — иногда травится; *10* — тускнеет, слегка буреет; *11* — травится, иризирует, буреет; *12* — интенсивно травится; *13* — бурно вскипает; *14* — иногда вскипает; *15* — медленно буреет. Форма минеральных индивидов; *16* — идиоморфная — изометричная, удлиненная; *17* — пластинки, иголки; *18* — аллотриоморфная; *19* — колломорфная, скрытокристаллическая; *20* — радиально-лучистая, волокнистая; *21* — пластинчатые двойники, фигуры смятия.

куприто́м, халькантитом, мелантеритом, гипсом, кальцитом, церусситом и англезитом. Из гипергенных минералов наиболее широко распространены гётит и ферримолибдит. В рудах гипергенные минералы образуют налеты, корочки, каемки, сетчатые и нитеобразные выделения. В окисленных рудах развиты поры выщелачивания.

Вопросы генезиса. По происхождению Парагачайское месторождение имеет много сходных черт с описанными выше медно-молибденовыми месторождениями и напоминает отдельные кварцеворудные жилы с высоким содержанием меди и молибдена, встречающиеся в штокверковых месторождениях, в частности на Каджаранском рудном поле.



Минералогия медно-молибденовых руд

При определении вещественного состава и строения медно-молибденовых руд месторождений Армении применялся комплекс методов исследования: макро-, микроскопические и микрохимические, текстурно-структурный, парагенетический, шлиховой, люминесцентный, спектральный, химический, рентгеноструктурный, термический и электронная микроскопия.

Макроскопическое изучение в полевых условиях руд и рудовмещающих пород проводится при документации подземных и

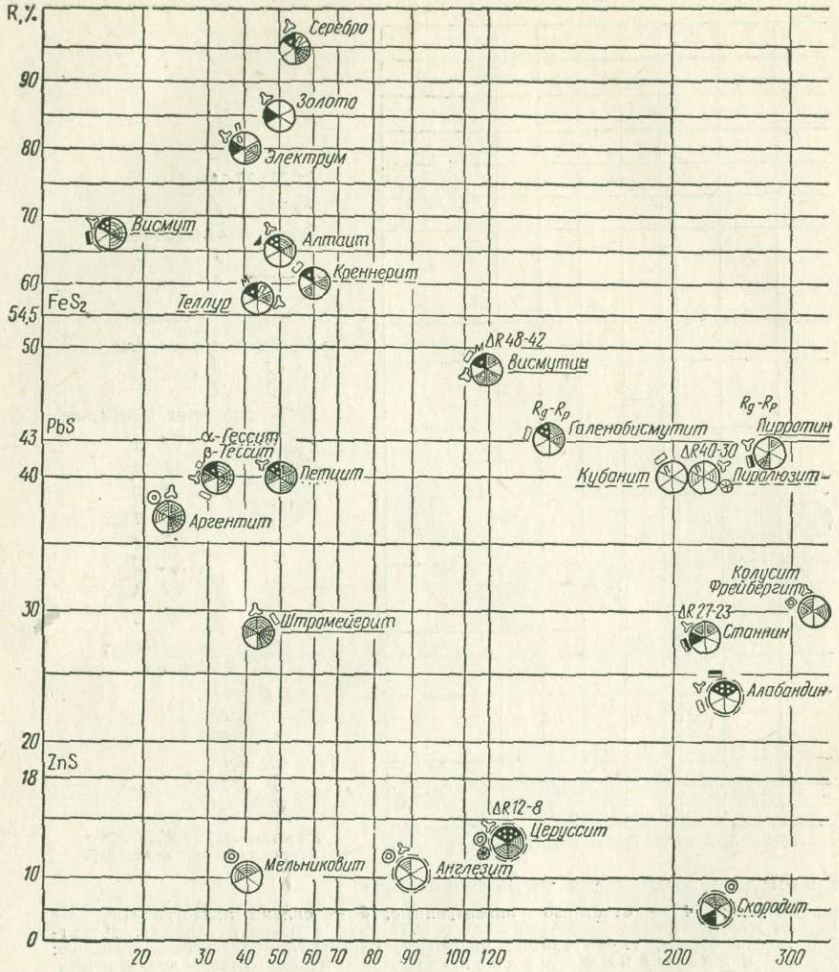
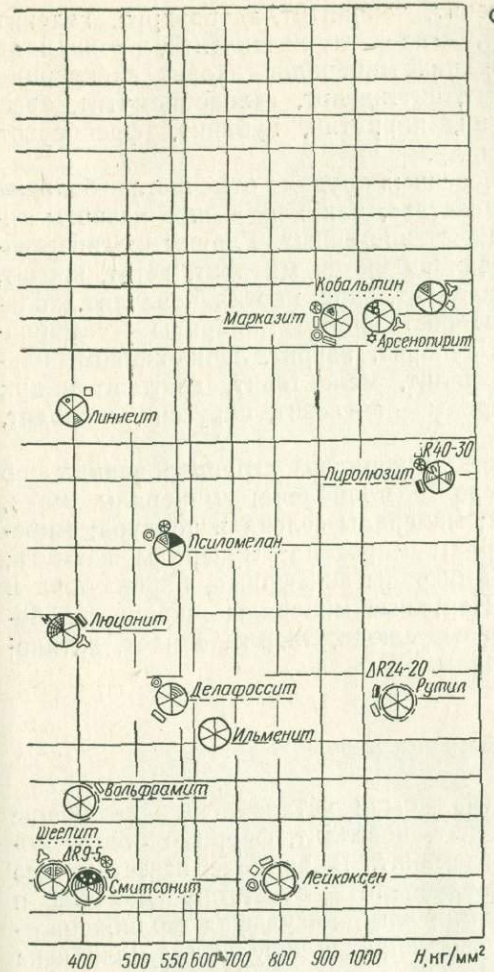


Рис. 32. Таблица для определения редких и очень редких минералов медно-молибденовых руд в отраженном свете. Условные обозначения см. рис. 31

открытых горных выработок, при описании керна в скважинах; исследуются отвалы штолен, шахт и карьеров, отбираются протолочки, концентраты и хвосты обогатительной фабрики.

Под микроскопом изучались руды, концентраты и вмещающие породы в прозрачных и полированных шлифах, а также в протолочках.

На основе полученных данных по изучению физических, оптических и химических свойств главнейших минералов в медно-молибденовых рудах Армении и литературных данных были составлены два определителя: 1) таблица для определения главных и второстепенных минералов медно-молибденовых руд в отраженном



свете (рис. 31); 2) таблица для определения редких и очень редких минералов медно-молибденовых руд в отраженном свете (рис. 32). Методика составления таблиц описана в работе М. П. Исаенко и др. (1972). На таблицах определителя показаны главнейшие диагностические свойства рудных минералов и их распространенность в рудах.

Микрохимические методы широко применялись для качественного и количественного определения в составе руды и в отдельных минералах меди, молибдена, свинца, цинка, железа, марганца, висмута, урана, серебра, теллура, селена и других элементов.

Методика проведения микрохимических реакций описана в работе М. П. Исаенко и др. (1972).

Методами текстурно-структурного и парагенетического анализов выделены в медно-молибденовых рудах типоморфные текстуры и структуры, парагенезисы минералов, установлена последовательность отложения рудообразующих минералов и минеральных ассоциаций.

Минералогия медно-молибденовых руд охарактеризована на примере месторождений Армении: Каджаран, Агарак, Анкаван, Айгедзор, Дастакерт, Джиндара, Шикахох и др.

По данным Е. А. Акопян (1960), М. П. Исаенко (1947 г., 1948 г., 1964, 1965 г.), К. А. Карамян (1960), Г. О. Пиджян (1956 г.) и др., в медно-молибденовых рудах Армении определено более 70 рудообразующих минералов.

Главными минералами в сульфидных рудах являются молибденит, халькопирит, пирит, энаргит, халькозин, кварц, серицит, доломит, гипс, каолинит и др. (см. рис. 31, 32); второстепенны-

ми — борнит, ковеллин, дигенит, теннантит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, магнетит, гематит, эмплектит, виттихенит, рутил и др. В число редких и очень редких минералов входят следующие: самородное золото, эмплектит, виттихенит, галенобисмутит, арсенопирит, марказит, кобальтин, пирротин, кубанит, фрейбергит, люцонит, алабандин, шеелит и др.

В окисленных и полуокисленных рудах отмечается большее разнообразие минерального состава, так как в них развиты гипергенные минералы и реликты гипогенных. Главными гипергенными минералами в этих рудах являются малахит, гётит, ярозит, иллит, каолинит, халцедон, кальцит, гипс, иногда повеллит, халькантит, хризоколла и др.; второстепенные минералы — самородная медь, лампадит, куприт, тенорит, азурит, лепидокрокит, ильземанит, ферримолибдит, повеллит, мелантерит, арагонит и др.; редкие и очень редкие минералы — англезит, церуссит, скородит, делафоссит, оливенит и др.

Ниже приводится описание минералов, сгруппированных по химическим элементам: минералы молибдена; минералы меди, минералы железа и мышьяка; минералы селена и теллура; минералы цинка и свинца; минералы марганца; минералы висмута; минералы золота и серебра; минералы вольфрама, бария, бора и кобальта; минералы титана. Нерудные минералы — кварц, карбонаты; гипс; глинистые минералы; слюда, хлорит, эпидот, актинолит; породообразующие минералы.

Минералы молибдена

В медно-молибденовых рудах были установлены следующие минералы молибдена: молибденит, повеллит, ферримолибдит, молибденсодержащий гётит, ильземанит. В природе известны две полиморфные модификации молибденита: гексагональная 2H и ромбоэдрическая 3*R*, рентгеноаморфный дисульфид молибдена — иордизит, а также два редко встречающихся дисульфида молибдена фемолит Mo_6FeS_{13} и кастэнит Mo_2CuS_5.

Гексагональная модификация молибденита наиболее широко распространена. Ромбическая модификация встречается редко, обычно в сочетании с гексагональной. Рентгеновские исследования молибденитов Армении, проведенные Э. Х. Хуршудяном и др. (1968 г.), показали, что ромбоэдрический политип сравнительно характерен для медно-молибденовой формации и исключительно редок в акцессорном молибдените. Политипы молибденита и условия их нахождения наиболее полно рассмотрены в работе Ф. В. Чухрова и др. (1968 г.): этими авторами установлено, что модификация 3R в резко подчиненном количестве может присутствовать в различных генетических проявлениях молибденита; вероятно, ее образованию способствует постепенное снижение температуры и обилие минерализаторов.

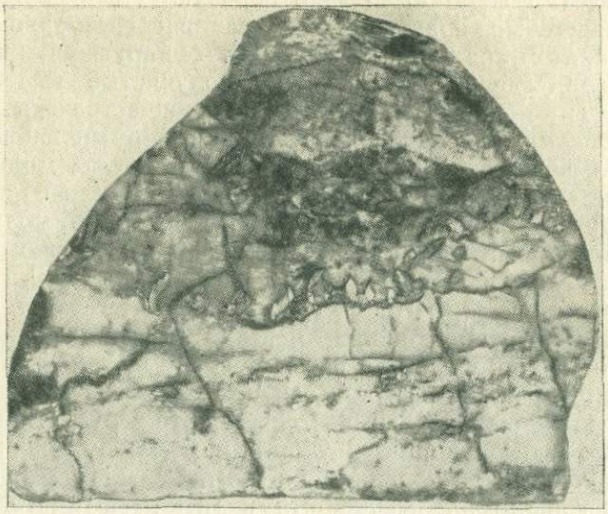


Рис. 33. Прожилкообразные выделения крупночешуйчатого молибденита (белое, серое) развиты по трещинкам вдоль зальбандов (вверху) и внутри кварцевой жилы (в центре). Месторождение Каджаран, полированный штуф, ув. 0,5

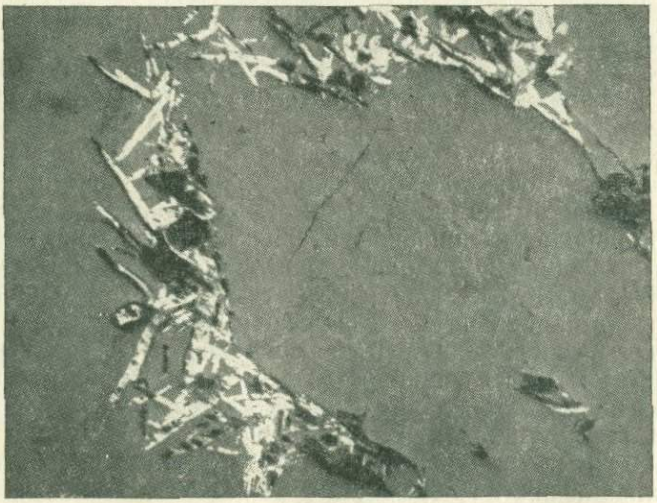


Рис. 34. Друзовидные выделения молибденита (белое) метасоматически развивались по трещинкам и между зернами в жильном крупнозернистом кварце (серое). Месторождение Парагачай, полированный шлиф, ув. 12

Иордизит и фемолит обычно образуют колломорфные, почковидные агрегаты; характерна ассоциация с настураном, молибденитом, пиритом, кальцитом. Кастэнит обнаружен лишь в рудах Мансфельда, где слагает радиальнолучистые выделения. Эти дисульфиды в медно-молибденовых рудах не встречены.

Молибденит является единственным промышленным минералом в сульфидных медно-молибденовых рудах на молибден и рений. Выделяются три генерации: крупночешуйчатый молибденит I, мелкочешуйчатый молибденит II, тонкочешуйчатый молибденит III.

Крупночешуйчатый молибденит I образует мономинеральные агрегаты в раздробленных вмещающих породах и в кварцевых жилах. Форма агрегатов — вкрапленность, гнезда, прожилки, друзы и цемент в брекчиях. Размеры отдельных чешуек колеблются от 1 до 10 мм, редко больше; размеры выделений — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Наблюдается приуроченность крупночешуйчатого молибденита к участкам раздробленного жильного кварца, к участкам полевошпатизированных и биотитизированных пород. Молибденит выделяется позже раннего кварца, анортоклаза, альбита и мелкочешуйчатого биотита. Главная масса молибденита развивается при метасоматозе.

Наиболее интенсивно молибденит замещает жильный кварц. Обычно чешуйки молибденита наполнены реликтами кварца. Метасоматические выделения молибденита сосредоточены в раздробленных призальбандовых зонах кварцевых жил и прожилков (рис. 33). Они характеризуются гребенчатым сложением, причем молибденитовые чешуйки растут от зальбанда внутрь кварцевых жил, расположены в интерстициях шестоватых кварцевых зерен (рис. 34) и развиты по трещинам в них. Реже встречаются выделения, сложенные чешуйками молибденита, вытянутыми параллельно зальбандам. Метасоматические прожилки молибденита развиты в кварцевых жилах или по обоим зальбандам, или только по одному. Иногда они ответвляются во вмещающую боковую породу. Мощность прожилков колеблется, нередко они прерываются.

Вкрапленность метакристаллов молибденита развита во вмещающих породах, в жильном кварце и приурочена к микроскопическим трещинкам, к зонам дробления или к скоплениям биотита (рис. 35). Наблюдались метакристаллы молибденита в магнетите, в раннем пирите и халькопирите.

Мелко- и среднечешуйчатый молибденит II (размер чешуек 0,02—2 мм) всегда ассоциируется с серым мелкозернистым мозаичным кварцем. Молибденит и кварц слагают в штокверках (Каджаран, Агарак, Анкаван и др.) главную массу молибденит-кварцевых прожилков мощностью от 1—2 мм до 2 см, которые при выклинивании иногда переходят в молибденитовые. Волосовидные молибденитовые прожилки развиваются по многочисленным тонким трещинкам в рудовмещающих породах и в жильном кварце.

Молибденит II встречается в жильном кварце в виде единичных чешуек и радиальнолучистых сростков. Чешуйки молибденита

располагаются в кварцевых прожилках параллельно простиранию, или перпендикулярно к зальбандам, или в беспорядке.

Молибденит II наиболее широко распространен в сульфидных медно-молибденовых рудах. На многих месторождениях количество мелкочешуйчатого молибденита с глубиной увеличивается.

Тонкочешуйчатый молибденит III (размеры чешуек — тысячные доли миллиметра) редко встречается в сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилках. Молибденит III наблюдался в прожилках темно-серого, средне- и мелкозернистого кварца и в халькопирите III в виде розеток и единичных пластинок, разбросанных в беспорядке.

Рис. 35. Метакристаллы молибденита (белое, серое) в ороговикованном порфирите (черное). Месторождение Дастакерт; полированный шлиф 1005, ув. 160

Чешуйки молибденита, подвергшиеся динамометаморфизму, интенсивно смяты, расщеплены, а иногда перекристаллизованы. В процессе динамометаморфизма возникли две разновидности молибденита: расщепленный и идиобластический.

Расщепленный молибденит встречается часто в брекчированных сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилках и жилах. Он представлен мельчайшими субмикроскопическими пластинками (рис. 36) в кварце, сульфидах и карбонатах. Расщепленные чешуйки молибденита и тончайшие обломки сульфидов — пирита и халькопирита — придают кварцу синевато-серую окраску.

Идиобластический молибденит формируется при перекристаллизации в твердом состоянии молибденитовых глинок трения. Он не содержит включений и не имеет фигур смятия (рис. 37, 38). Встречается редко.

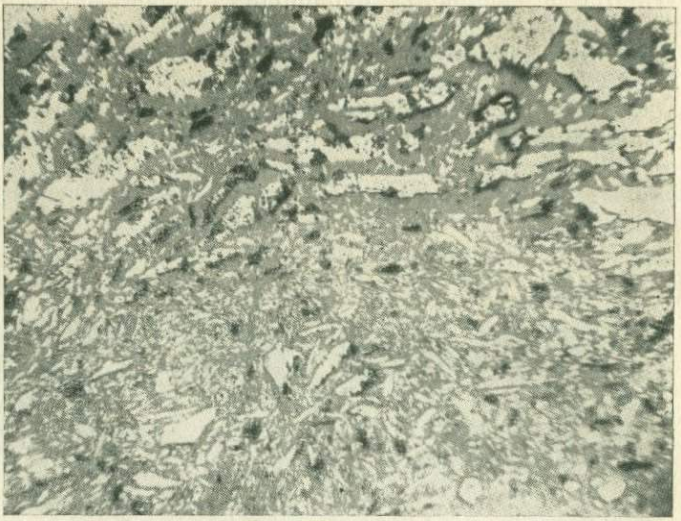


Рис. 36. Расщепленный молибденит (белое) в темно-сером кварце (серое). Месторождение Каджаран; полированный шлиф, ув. 160

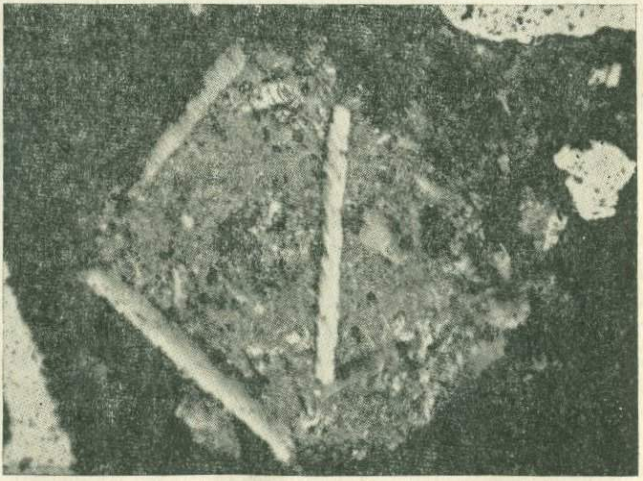


Рис. 37. Идиобласты молибденита (белое) развиты в массе перетертого молибденита (светло-серое). В кварце (черное) развиты обломки пирита (белое). Месторождение Каджаран, штольня Капитальная, жила 6; полированный шлиф, ув. 165, без анализатора

Молибдениты медно-молибденовых месторождений характеризуются обычными оптическими и физическими свойствами. Число микротвердости, измеренное на приборе ПМТ-3, составляет 19—23 кГ/мм². Удельный вес крупночешуйчатого молибденита первой генерации из кварцевой жилы (проба 3777, месторождение Каджаран) равен 4,644—4,655 и является более низким по сравнению со стандартными образцами, что объясняется наполнением минерала тончайшими реликтами кварца.

Химическими и спектральными анализами в молибдените обнаружены кремний, алюминий, магний, железо, кальций, медь, рений, селен, теллур, свинец, марганец, титан, серебро.

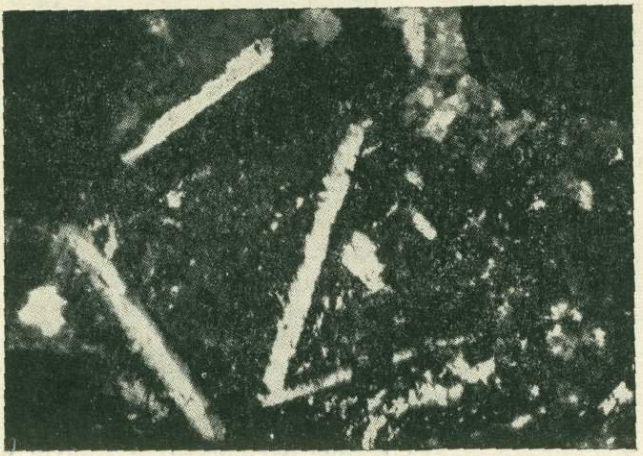


Рис. 38. Идиобласты молибденита (белое) с однородным внутренним строением. Перетертый молибденит (изотропный-черное) с мельчайшими анизотропными чешуйками. Ув. 165, с анализатором

Химические анализы молибденита первой генерации (табл. 4) свидетельствуют о большой насыщенности минерала тончайшими включениями кварца и доломита. Так, например, тщательно отобранные под бинокуляром метакристаллы молибденита из молибденит-кварцевых жил месторождения Каджаран содержит от 2,80 до 11,29% кремнезема.

В молибдените первой и второй генераций постоянно присутствуют рений, селен и теллур в количестве 0,01—0,1%, а также медь и железо (0,01—0,1%). Рений и селен обнаружены во всех пробах молибденита. Медь и железо входят в халькопирит и пирит, которые тесно срастаются с молибденитом.

Для молибденита были получены обычные рентгенограммы по методу порошков (табл. 5).

Таблица 4

Химический состав молибденита (вес. %)

Элементы и окислы	Крупночешуйчатый молибденит из кварцевой жилы 10 (Каджаран, обр. 2344)	Метакристаллы крупночешуйчатого молибденита из кварцевого прожилка (Каджаран, шт. Капитальная)
Mo	53,87	56,37
S	35,74	38,22
Fe	0,07	0,28
Cu	Не опр.	Не опр.
SiO_2	9,32	2,80
CaO	0,25	1,69
MgO	0,05	0,64
Pb	Не обн.	Не обн.
Нерастворимый остаток	0,02	0,16
Сумма	*99,32*	*100,16*

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории МГРИ; аналитик М. О. Степпан.

В зоне окисления молибденит I, II замещается главным образом *повеллитом*, реже гётитом и еще реже ферримолибдитом, ильземанитом. Отдельные чешуйки и мелкие агрегаты молибденита в жильном кварце иногда полностью замещены повеллитом.

Часть молибденита в трещиноватых зонах выщелачивается, о чем свидетельствуют характерные пустоты в кварце.

Повеллит распространен в полуокисленных и окисленных рудах. Количество повеллита в зоне окисления варьирует от следов до 5%.

На месторождении Каджаран повеллит развит в количестве до 1—5%. По сравнению с ферримолибдитом он более широко распространен в окисленных рудах, в особенности в нижних частях зоны окисления, на глубине более 8—10 м от поверхности. В раздробленных молибденит-кварцевых жилах повеллит был встречен на глубине более 200 м от поверхности (штольни 32 и 34).

Повеллит представлен тремя разновидностями: 1) волокнистый — псевдоморфный; 2) зональный, кристаллизующийся в трещинах, и 3) мозаичный — перекристаллизованный. Преобладает первый.

Псевдоморфный повеллит метасоматически замещает молибденит. Агрегаты молибденита в окисленных и смешанных рудах иногда замещены повеллитом полностью, а чаще лишь по периферии выделений или по трещинкам спайности. Повеллит образует по молибдениту типичные псевдоморфозы в виде пластин, изогнутых и смятых чешуек с сохранением всех деталей внутреннего строения: двойников, трещинок спайности и др. Имеет волокнистое строение. В большинстве случаев в псевдоморфном по-

Таблица 5

Рентгенограмма молибденита (Каджаран)

Обр. 3035		Обр. 3094		Обр. 3381		Обр. 89		Эталон молибденита по В. И. Михееву	
I	$\frac{d^{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d^{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d^{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d^{\alpha}}{n}$
		3	7,21	7	7,21	4	7,21		
4	6,77	9	6,57	9	6,57	9	6,57		6,61
10	6,04	10	5,91	10	6,04	10	5,97		5,97
				1	4,20	4	4,20		
1	3,69			1	3,69	4	3,69		
5	3,35	6	3,41	3р	3,36			1	3,37
						8	3,27		
4	3,03	7	3,10			8	3,01	3	3,07
				4р	2,94				
7	2,73	4р	2,91	7р	2,73			2	2 74
3	2,67	7ш	2,67	4	2,64	9ш	2,67	3	2,67
7	2,50	7	2,50	4	2,50	9	2,50	4	2,50
				4	2,35				
10	2,27	10	2,27	7	2,27	10ш	2,26	9	2,26
				4	2,19				
5	2,05	4	2,10	3	2,07	8	2,04	10	2,04
				7	2,04				
		4	2,04			4	2,01		
8	1,827	7	1,903	2	1,894				
		У	1,827	5	1,827	9	1,815		
3	1,743	4	1,790	5	1,750	4	1,743	10	1,826
3	1,692	1р	1,688	5	1,688	5	1,682	5	1,693
3	1,637	7	1,628			4	1,633	5	1,637
6	1,581	7	1,581	9	1,581	8	1,576	4	1,578
8	1,533	1	1,530	10	1,528	9	1,530	10	1,534
3	1,478	4	1,470	1	1,477	4	1,474	6	1,475
1	1,427	1	1,434	1	1,426	2	1,433		
1	1,375			1	1,369	6	1,363	1	1,365
4	1,370	4	1,340	4	1,337	7	1,335	8	1,337
4	1,297	5	1,297	4	1,297	7	1,295	5	1,295
4	1,250	5	1,250	6	1,250	7	1,250	6	1,248
2 р. ш.	1,216	4	1,241	3	1,224	6шр	1,213	7	1,228
4	1,194	4	1,209	4	1,211	7	1,192	6	1,220
		5	1,192					6	1,193
4	1,138	5	1,138	4	1,141	6	1,133	6	1,139
2	1,121	2	1,120			4	1,120	5	1,120
9	1,099	10	1,098	10	1,098	9	1,098	10	1,098
1	1,078			2	1,067	3	1,078	1	1,0787
						1	1,069		
1	1,051	3	1,049	4	1,057	3	1,051		
10	1,031	10	1,032	7	1,033	10	1,032	10	1,329
5	1,020	6	1,020	3	1,020	8	1,020	5	1,020
8	0,999	10	0,999	7	1,001	9	0,999	8	0,968

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР и расшифрованы С. Н. Берхин. Условия съемки: Fe-излучение: D = 57,3 мм; d = 0,6 м.

веллите наблюдаются тонкие полоски и чешуйки молибденита. После травления псевдоморфоз повеллита в $HNO_{3конц}$ выявляются участки мозаичного перекристаллизованного повеллита, для которого характерны изометричные зерна размером 0,02 мм и меньше, а также гранобластовая структура (рис. 39). Перекристаллизация псевдоморфного повеллита начинается по периферии его выделений и вдоль трещинок.

Рис. 39. Волокнистый псевдоморфный повеллит (тонкая штриховка) срастается с агрегатом гранобластового повеллита (белое). Месторождение Каджаран, полированный шлиф. ув. 20

Зональный повеллит кристаллизуется по трещинкам в жильном кварце и в рудовмещающих породах. Он образует прожилки, линзочки и скопления неправильной формы. Нередко прожилки зонального повеллита соединяются с его псевдоморфозами. Тонкие пленки зонального повеллита наблюдаются на поверхности кристаллов вторичного кальцита. Для повеллита, образующегося при заполнении трещин, характерны зерна изометричной формы с зональным внутренним строением. Зональность роста в зернах повеллита развивается в виде четырех- и многоугольников сложной формы (рис. 40).

В верхних горизонтах зоны окисления повеллит замещается ферримолибдитом и гётитом. В нижних горизонтах повеллит или замещается опалом, или выщелачивается с образованием пустоток.

Повеллит в полуокисленных и окисленных рудах представлен разновидностями серого, светло-серого, желтовато-зеленого, желтовато-серого и редко белого цвета. Желтовато-зеленый повеллит обычно развит на границе с реликтами молибденита и является ранней по времени образования разновидностью, которая при

дальнейшем выветривании приобретает вид рыхлой мучнистой массы белого или серого цвета.

Число микротвердости минерала, измеренное на приборе ПМТ-3, составляет 200—300 кГ/мм². Хорошо полируется. Характерны трещинки спайности, унаследованные при замещении молибденита. В прозрачных шлифах слабо анизотропен; двупреломление очень слабое. Показатель преломления (*Ne*) равен 1,94 ± 3 (измерен с фосфорной жидкостью).

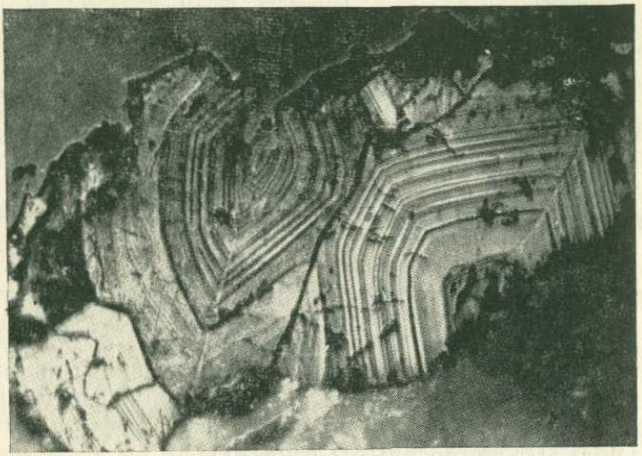


Рис. 40. Зональный повеллит слагает прожилки в кварце (темно-серое). Месторождение Каджаран, полированный шлиф, ув. 165

Отражательная способность* повеллита низкая ($R = 9$—11%). В отраженном свете повеллит темнее сфалерита и гётита и светлее кварца. Внутренние рефлексы сильные, бесцветные, желтоватые или зеленоватые. Эффект анизотропии маскируется внутренними рефлексами. Двуотражение незаметное. Травится $HNO_{3конц}$, в результате образуется серое пятно, выявляются трещинки спайности и зональная структура. В $HCl_{конц}$ быстро темнеет, появляется налет темно-бурого цвета; $FeCl_3$, $HgCl_2$, KOH, KCN не действуют. Внутренняя структура минерала выявляется при травлении в $HNO_{3конц}$ в течение 3—5 мин.

Удельный вес псевдоморфного повеллита (месторождение Каджаран) 3,742 (обр. 2948); он более низкий, чем удельный вес стандартных образцов (4,25—4,52), что объясняется насыщенностью минерала тончайшими включениями кварца.

Химический состав минерала отвечает теоретической формуле (табл. 6).

---

* Согласно решению Международной комиссии рудной микроскопии термин «отражательная способность» заменен термином «отражение».

Таблица 6

Химический состав серого повеллита
(Каджаран, карьер, обр. 2948)

Окислы	Весовые %	Молекулярное количество	Отношение молекулярных колич.
MoO_3	50,47	143,95	1:1
CaO	20,24	56,08	
Fe_2O_3	1,55		
Нерастворимый остаток	27,68		
Сумма	99,94		

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории МГРИ, аналитик М. О. Степпан.

По данным спектрального анализа, постоянными примесями в минерале являются: кремний, железо, магний, медь, марганец.

Для повеллита были получены рентгенограммы по методу порошков (табл. 7) и термограммы (рис. 41).

Ферримолибдит развит в верхних частях зоны окисления. Иногда он встречается и на больших глубинах в сильно раздробленных сульфидно-кварцевых жилах (Каджаран, жила 6, шт. 32). Вокруг выделений ферримолибдита сульфиды обычно лимонитизированы или выщелочены.

Ферримолибдит образует почки и рыхлые корочки охристой массы, местами пигментные пятна лимонно-желтого цвета с буроватым оттенком.

Для индивидов ферримолибдита наиболее характерна волокнистая форма. Обычно ферримолибдит развит в виде сплошной спутанно-волокнистой массы. Значительно реже встречаются розетки, в которых отдельные пучки представляют пачки, сложенные многочисленными волокнами ферримолибдита. Более толстые волокна ферримолибдита при большом увеличении представляют собой пучки из нескольких параллельно сросшихся тончайших индивидов. Длина пучков в розетках достигает 1,5—2 мм, а длина отдельных волокон — до 0,1—0,2 мм при толщине их порядка 0,001—0,0005 мм.

Выделяются две разновидности ферримолибдита: псевдоморфный и кристаллизующийся в пустотах. Преобладает второй.

Псевдоморфный скрытокристаллический ферримолибдит замещает пластинки молибденита и сохраняет их форму или замещает тонко растертый молибденит на зеркалах скольжения, а также

развивается в виде каемок по периферии крупных выделений молибденита. Отлагается как более поздний минерал по повеллиту в присутствии гидроокислов железа. Псевдоморфный ферримолибдит замещается гётитом. Между ними наблюдаются постепенные переходы.

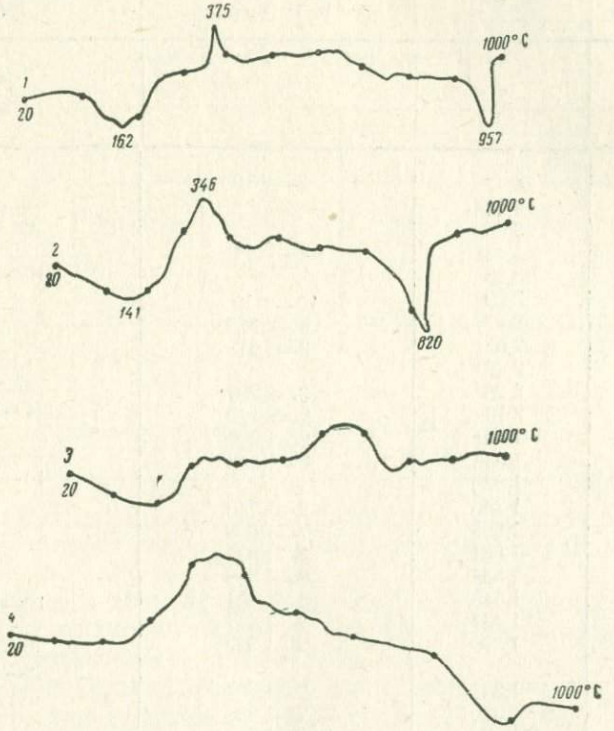


Рис. 41. Кривые нагревания ферримолибдита и повеллита:

1— ферримолибдит радиально-лучистый, слагает корочки, выстилающие пустотки. Обр. 6221, месторождение Каджаран, шт. 32; *2*— повеллит лимонитизированный; обр. 2948, Каджаран карьер; *3*—повеллит серый с зеленоватым оттенком, образует псевдоморфозы по крупночешуйчатому молибдениту; обр. 2964, месторождение Каджаран, карьер; *4*— белый повеллит скрытокристаллического строения образует псевдоморфозы по крупночешуйчатому молибдениту; обр. 2931, месторождение Каджаран, карьер. Приведенные термограммы повеллита и ферромолибдита отличаются друг от друга. Однако в лимонитизированном повеллите (обр. 2948) появляются эндотермические и экзотермические эффекты такого же типа, как и на термограмме ферримолибдита

Ферримолибдит, заполняющий пустотки, обычно отлагается в виде радиально-лучистых, волокнистых и почковидных агрегатов в кварце или в породообразующих минералах, покрытых коркой гидроокислов железа. Иногда он выстилает пустотки в лимоните в виде мелких почек и розеток. Наблюдаются розетки ферримолибдита на корочках малахита.

Таблица 7

Рентгенограмма мелкокристаллического белого повеллита

Обр. 2931 карьер, уступ	Каджаран, 2235 м	Эталон повеллита по В. И. Михееву	Эталон кварца РОМ
I	$\frac{d^{\text{Å}}}{n}$	I	$\frac{d^{\text{Å}}}{n}$
1	4,77	3—4,80	
1	4,22		4—4,224
4	3,65		6—3,692
7	3,43	4—3,44	
7	3,35		10—3,323
10	3,09	10—3,12	
4	2,87	3—2,869	
3	2,62	3—2,613	
1	2,46		4—2,455
4	2,28	3—2,287	4—2,274
6	2,13	3—2,129	4—2,128
10	1,931	9—1,929	
6	1,845	6—1,843	
5	1,820		10—1,815
4	1,750	2—1,743	
8	1,696	7—1,689	
2	1,631	3—1,633	
10	1,588	9—1,586	
6	1,548	5—1,551	10—1,538
2	1,437	2—1,437	
9	1,378	3—1,382	6—1,382
			8—1,372
1	1,357	2—1,354	
3	1,330	2—1,338	
1	1,396	3—1,307	
1	1,292	1—1,290	4—1,285
10	1,249	10—1,250	6—1,256
7	1,205	8—1,205	6—1,197
6	1,191	5—1,189	6—1,178
7	1,170	6—1,169	
3	1,156		4—1,152
6	1,131	6—1,132	
4	1,114	1—1,113	
6	1,092	7—1,095	
9	1,082	9—1,084	8—1,080
3	1,066		
7	1,035	6—1,037	

Условия съемки: Fe-излучение; D=57,3 мм; d=0,6 м.

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР. По расчетам Янченко М. Т. и Слудской Н. Н., минерал в обр. 2931 определяется как повеллит.

Подвергаясь дальнейшему изменению, ферримолибдит переходит в гётит.

По данным химического анализа, состав ферримолибдита довольно хорошо укладывается в рамки теоретической формулы (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав ферримолибдита (Каджаран, обр. 6221, шт. 32)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	Отношение молекулярных колич.
MoO_3	61,59	143,95	3
Fe_2O_3	21,28	159,68	1
H_2O	17,13	18,00	7,5
Сумма	100		

Примечание. Химический анализ выполнен в лаборатории МГРИ, аналитик М. О. Степпан.

По данным спектральных анализов, в ферримолибдите постоянно присутствуют железо, кремний, алюминий, медь, магний и марганец.

Показатель преломления ферримолибдита был определен с фосфорными жидкостями: по $n_g > 2{,}065$ (верхний предел набора фосфорных жидкостей), по $n_p = 1{,}721 \pm 2$.

Для волокнистого ферримолибдита были получены рентгенограммы по методу порошков (табл. 9). В двух случаях, когда проба ферримолибдита (обр. 6221) снималась с растиркой, на снимках линии отсутствуют. Фон интенсивный. По заключению Н. Н. Слудской (лаборатория ИГЕМ), растертая масса ферримолибдита представляет собой рентгеноаморфное вещество. Термограмма ферримолибдита показана на рис. 41.

Гидроокислы железа, широко распространенные в зоне окисления медно-молибденовых месторождений, как показывают химические и спектральные анализы, содержат постоянную примесь молибдена. Таким образом, часть окисленного молибдена заключена в гётите, лепидокроките, гематите. Перечисленные минералы образуются при замещении молибденита, повеллита и ферримолибдита, а также сульфидов меди, железа и железистых карбонатов. По-видимому, молибден присутствует в лимоните или в виде мельчайших реликтов молибденовых минералов, или в виде изоморфной примеси. Вероятно, имели место такие явления, как адсорбция молибдена гидроокислами железа из поверхностных вод или совместное их отложение при нейтрализации растворов.

Таблица 9

Рентгенограммы ферримолибдита

Обр. 6221, Каджаран, шт. 32, штрек 4, жила 6			Обр. 3662, Каджаран, уступ карьера		
I	21 измер.	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	21 измер.	$\frac{d_{\alpha}}{h}$
7	12,2	9,56	2	10,9	10,76
10	13,9	8,34	10	12,2	9,56
1	23,3	4,91	10	14,2	8,16
2	30,5	3,74	2	15,5	7,45
5	34,1	3,35	7	17,2	6,69
1	35,2	3,25	3	24,1	4,75
3	38,1	3,01	2	27,9	4,10
3	41,9	2,74	3	31,1	3,68
3	47,3	2,44	2	32,5	3,52
2	54,8	2,12	5	34,2	3,34
2	—	—	4	35,9	3,19
2	65,3	1,807	5	37,9	3,02
2	71,3	1,671	5	41,6	2,76
2	73,2	1,633	4	45,2	2,55
4	77,9	1,548	4	48,0	2,40
6	89,9	1,376	3	49,4	2,34
3	107,2	1,206	5	54,0	2,15
3	110,0	1,185	5	57,9	2,02
			2	65,8	1,795
			2	71,2	1,673
			5	74,2	1,614
			2	78,1	1,545
			3	81,7	1,487
			1	86,6	1,418
			1	88,1	1,398
			2	90,2	1,372
			1	101,0	1,259
			1	105,0	1,220
			2	107,9	1,200
			3	110,6	1,180
			5	119,7	1,122
			1	127,2	1,082
			1	130,5	1,067
			1	133,3	1,053
			1	140,2	1,030

Условия съемки: Fe-излучение; D=57,3 мм; d=0,6 м.
Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР. По расчетам Г. В. Голубович, минерал в образцах 6221 и 3662 определен как ферримолибдит.

Ильземанит был установлен В. Г. Грушевым в рудах Дастакертского месторождения в виде черных порошковатых налетов на выделениях молибденита.

Минералы меди

В медно-молибденовых рудах из минералов меди развиты сульфиды простые и сложные — халькопирит, борнит, кубанит, халькозин, дигенит, ковеллин, штромейерит, блеклые руды (теннантит, тетраэдрит, фрейбергит), энаргит, люцонит; окислы — куприт, кирпичная медная руда, халькотрихит, тенорит, делафоссит; самородные элементы — самородная медь; карбонаты — малахит, азурит; силикаты — хризоколла; сульфаты — халькантит, феррокупрохалькантит, брошантит; арсенаты — оливенит.

Халькопирит является одним из наиболее распространенных рудных минералов. Его содержание изменяется от сотых долей процента в рассеянных и вкрапленных рудах до 30% в брекчиевых рудах. Среднее содержание халькопирита в прожилково-вкрапленных рудах равно 1—2%.

Мономинеральные участки халькопирита имеют неправильную (вкрапления и гнезда) или прожилковую форму. Халькопирит замещает породообразующие минералы, магнетит, кварц, пирит и молибденит.

Размеры выделений халькопирита колеблются от тысячных долей миллиметра до нескольких сантиметров. В рудах преобладают выделения с размерами от 0,03—0,04 до 0,1—0,13 мм.

Мощность прожилков халькопирита также небольшая — от десятых долей миллиметра до 2—3 см.

Халькопирит замещается энаргитом, медно-висмутовыми минералами, галенитом, карбонатами и поздним кварцем. В зоне окисления халькопирит замещается халькозином, ковеллином, *борнитом*, *малахитом*, купритом и гётитом.

Химическим анализом в халькопирите III установлена примесь селена (0,003—0,026%), теллура (0,003—0,0045%) и рения (>0,0001%).

В сульфидных и окисленных рудах установлено семь генераций *халькопирита* (см. рис. 69, 70).

Халькопирит I — мелкозернистый, встречается в агрегатах раннего пирита. Образует небольшие выделения, заполняющие промежутки между зернами пирита, или заключен внутри зерен пирита в виде эмульсиевидных включений. Количество халькопирита в пирите измеряется от сотых долей до 6%. Зерна его имеют однородное строение, в них наблюдаются мелкие включения пирротина, кубанита, серицита, кварца, сфалерита, блеклой руды и галенита. Сростки пирита I и халькопирита I пересекаются прожилками кварца и молибденита.

Халькопирит I встречается в неизмененных или слабо измененных монцонитах, гранодиоритах, в виде мелких включений внутри

зерен плагиоклаза и темноцветных минералов или же заполняет междузерновые пространства в породообразующих минералах.

Халькопирит II — крупно- и среднезернистый, распространен в кварцевых жилах; выделяется в виде участков неправильной формы, размером от нескольких миллиметров до 5—6 см и более. Размеры зерен изменяются от 0,01 до 1 мм, а иногда до 1 см. Внутреннее строение зерен однородное или с простыми и полисинтетическими двойниками. В массе халькопирита часто видны тельца распада сфалерита звездчатых, неправильных, изометричных и удлиненных форм.

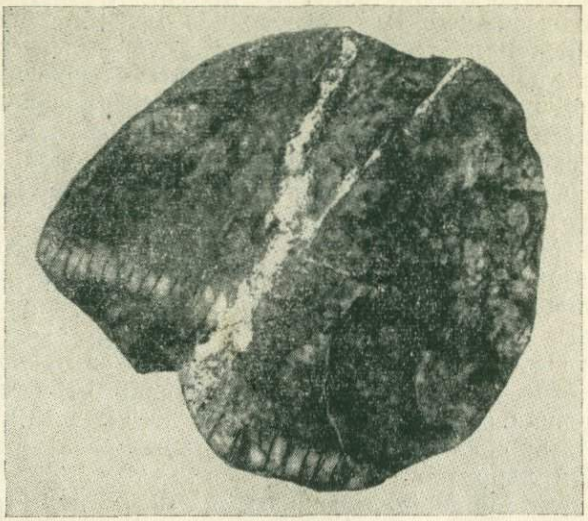


Рис. 42. Мономинеральный прожилок халькопирита III (белое) пересекает молибденит-кварцевый прожилок (внизу), развитый в сильно измененном монците. Месторождение Каджаран, полированный штуф, нат. вел.

Кроме сфалерита, в халькопирите II наблюдаются хорошо образованные мелкие кристаллики кварца, арсенопирита, гематита, мушкетовита, магнетита и чешуйки молибденита, а зернышки пирротина и кубанита встречаются в форме мелких округлых выделений.

Халькопирит II обычно развит в центре кварцевых жил, а также образует вкрапленность, гнезда и прожилки в рудовмещающих породах вдоль их зальбандов.

Обычно халькопирит II сильно смят и раздроблен. Повсеместно наблюдается перекристаллизация его в мелкозернистый агрегат.

Халькопирит III — неравномернозернистый, развит в интенсивно гидротермально измененных вмещающих породах, а также в кварцевых жилах и прожилках. Он образует во вмещающих породах метасоматическую вкрапленность размером от нескольких

миллиметров до 5—6 см. Размеры зерен его непостоянные (0,01—2 мм), форма их неправильная.

Наблюдаются мономинеральные прожилки мощностью 1 мм и меньше, секущие кварцевые (рис. 42), реже развиты пирит-халькопиритовые и кварц-халькопиритовые прожилки.

В рудах месторождения Дастакерт халькопирит III в ассоциации с энаргитом, теннантитом, борнитом и халькозином слагает прожилки и цемент в тектонических брекчиях.

В массе халькопирита наблюдаются включения в виде зерен, кристаллов и неправильных выделений размером от 0,001 до 0,1 мм блеклой руды, молибденита, серицита, самородного золота, электрума, сфалерита, галенита, арсенопирита, пирита, энаргита, теннантита, медно-висмутовых минералов, рутила, халькозина и кварца. Халькопирит III замещает ранний пирит и молибденит.

Между зернами халькопирита и борнита или около границ халькопирита с актинолитом или халькопирита с породой развиты зерна и прожилки медно-висмутовых минералов. Очевидно, висмутовые минералы метасоматически образовались по халькопириту.

По данным микроскопического и химического анализов установлено постоянное присутствие в халькопирите II и III включений пирита, кубанита и нерудных минералов (табл. 10). Рентгенограмма халькопирита II и III генераций показана в табл. 11.

Таблица 10

Химические анализы халькопирита (вес. %)

Элементы	Обр. 3435 Халькопирит II. (Каджаран, жила 10)	Обр. 3771. Халькопирит III. (Каджаран, штокверк)	Обр. 3639. Халькопирит II. (Айгедзор, жила 4)
S	33,85	34,94	34,50
Cu	33,08	33,33	29,50
Fe	31,85	32,00	32,06
Pb	Не обнаружено		
Нерастворимый остаток	0,70	0,45	0,64
Сумма	99,48	99,72	96,70
Пересчет на минеральный состав, %			
халькопирита	95,54	96,27	78,50
пирита	5,97	5,80	8,73
кубанита	—	—	8,83
Сумма, %	101,51	102,07	96,06
Дефицит S	2,73	2,9	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории МГРИ: аналитик О. Г. Струков.

Таблица 11

Рентгенограмма халькопирита

Образцы 11 607, 3358, 3387			По Михееву В. И.	
			Халькопирит	
I	$2l$ изм.	$\frac{d^{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d^{\alpha}}{n}$
7	34,5	3,32		
10	38,2	3,00	10	3,03
4	44,4	2,59	6	2,61
6	57,0	2,05		
10	64,0	1,840	10	1,85
5	67,8	(1,747)		
9	76,9	1,565)	10	1,58
1	80,0	1,514	6	1,515
1	84,0	(1,454)		
7	95,0	1,318	6	1,320
3	96,9	1,298	6	1,294
8	108,0	1,200	8	1,205
2	110,5	(1,181)		
10	129,0	1,074	8	1,074
8	131,0	1,065		
8	145,0	1,015		
8	146,5	1,011	2	1,010
7	150,5	1,000		

Условия съемки: Fe = излучение; $D = 57{,}3$ мм, $d = 0{,}6$ м.
Примечание. Обр. 1607 — халькопирит III, Каджаран; Обр. 3358 — халькопирит II, Парагачай, шт. 6, жила Медная; Обр. 3387 — халькопирит II, Айгедзор, жила 4. Все образцы дают одинаковую рентгенограмму. Анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР и рассчитан С. И. Берхин.

Характерной особенностью халькопирита III является постоянное присутствие в нем примеси висмута (0,1—1,0%), молибдена (0,01—0,1%), реже олова (0,001%), а также более высокие содержания свинца и серебра (до 0,1—0,01%).

Халькопирит IV — мелкозернистый, слагает мелкие выделения в энаргитовых и кварц-энаргитовых агрегатах. Он образует прожилкообразные выделения, заполняет промежутки между зернами энаргита или проникает между выделениями энаргита и теннантита. Он тесно срастается с галенитом.

Халькопирит IV находится в ассоциации с энаргитом, галенитом, сфалеритом и теннантитом IV генерации.

Халькопирит V выделяется при распаде твердого раствора сфалерит + халькопирит и представлен эмульсионными выделениями, которые местами равномерно разбросаны в полях сфалерита, местами концентрируются по границам зерен, вдоль спайности и по двойниковым швам. Эмульсионные выделения халькопирита наблюдались во всех генерациях сфалерита, но наиболее совершенные структуры распада встречены в сфалерите V.

Халькопирит VI развит в полиметаллических жилах в виде прожилков и неправильной формы выделений среди сфалерита

и галенита. Иногда он образует полосы и линзочки, чередующиеся с полосками и линзочками сфалерита, галенита и пирита, или тонкие прожилки, пересекающие сфалерит. Выделяется позже сфалерита и блеклой руды, но одновременно или раньше галенита. Форма зерен неправильная, а размеры изменяются от 0,01 до 0,1 мм. Зерна имеют однородное строение, редко наблюдаются двойники роста.

В халькопирите VI иногда встречаются мелкие включения пирита (0,01—0,1 мм), кварца (0,01 мм), теннантита (0,1—0,01 мм), молибденита (0,001—0,01 мм), сфалерита и галенита. Включения кварца и молибденита обычно представляют собой реликты. По данным спектрального анализа в халькопирите VI содержится примесь сурьмы, не обнаруженной в других генерациях. Висмут и олово установлены лишь в некоторых пробах и в меньших количествах (0,001—0,01). Наблюдается повышенное содержание цинка (до 1%) за счет мелких включений сфалерита.

Для гипогенного халькопирита характерны две разновидности, которые образуются после развития процессов динамометаморфизма. Первая разновидность представляет собой осколочный халькопирит, развивающийся при растрескивании и дроблении гипогенного халькопирита. Вторая разновидность — мелкозернистый, мозаичный или перекристаллизованный халькопирит (размер зерен от 0,01 мм и меньше), который образует прожилки, полоски и каемки в агрегатах крупно- и среднезернистого халькопирита. В зернах перекристаллизованного халькопирита наблюдаются полисинтетические двойники скольжения.

Халькопирит VII — мелкозернистый, гипергенный. Он встречается очень редко и развивается в гипергенном борните или в виде тонких ветвистых прожилков и каемок по трещинкам или в виде эмульсионных выделений.

Первая разновидность гипергенного халькопирита, вероятно, отлагается из растворов с недостаточным количеством меди для образования других вторичных сульфидов (халькозина и ковеллина).

Вторая разновидность халькопирита образуется при распаде твердого раствора: борнит + халькопирит в условиях зоны цементации.

Борнит в медно-молибденовых рудах установлен гипогенный и гипергенный. Гипогенный борнит представлен двумя генерациями.

Борнит I развит в небольших количествах (десятые доли процента) в прожилково-вкрапленных рудах месторождений Каджаран, Агарак, Личк и всегда значительно уступает в количественном отношении халькопириту. Большие скопления его (до 15% и больше) наблюдались лишь в брекчиевых рудах месторождения Дастакерт. Зона богатых борнит-халькопиритовых руд на этом месторождении продолжалась по вертикали до 40—60 м. Гипогенный борнит на месторождениях Каджаран и Агарак встречен

в рудах, находящихся на значительной глубине от поверхности (100—320 м).

Гипогенный борнит встречается в типоморфной ассоциации сульфидов (см. рис. 69). Своеобразие данной парагенетической ассоциации (халькопирит III + борнит + халькозин) выражается в полном отсутствии пирита, обычно развитого повсеместно.

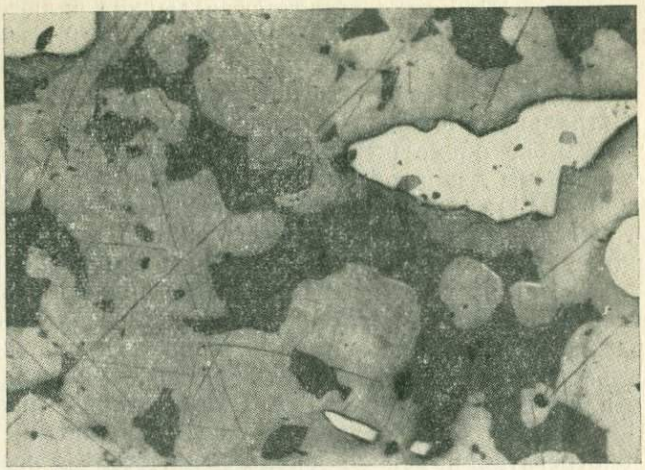


Рис. 43. Форма срастания гипогенного борнита I (серое), халькопирита III и пирита I (белое). Темное — нерудный минерал. Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 90

На одних участках борнит и халькопирит отлагались одновременно, на других — борнит выделяется несколько позже халькопирита и слабо его корродирует. Границы между борнитом и халькопиритом прямые (рис. 43). Иногда борнит проникает между зернами халькопирита в виде прожилкообразных выделений.

Некоторые зерна борнита переполнены тонкими палочками, веретенцами, эмульсией халькопирита продукта распада твердого раствора борнит + халькопирит.

Мелкие включения в борните представлены пластинками молибденита, округлыми или игольчатыми зернышками медно-висмутовых минералов и единичными выделениями сфалерита, галенита и самородного золота.

Борнит II встречается в медно-мышьяковых рудах (Каджаран, Анкаван и др.) в ассоциации с энаргитом, теннантитом, тетраэдритом, халькопиритом, халькозином, галенитом и самородным золотом. Микроскопические выделения борнита II проникают между зернами энаргита II и теннантита V и разъедают эти минералы. Борнит образует тесные срастания с халькозином, галенитом и самородным золотом.

Гипергенный борнит (рис. 44) развивается по халькопириту, реже пириту, сфалериту и галениту. Борнит III прослеживается в зоне цементации в небольших количествах, начиная с поверхности и до глубины в 100—150 м и редко глубже.

Под микроскопом борнит III характеризуется обычными свойствами, но при структурном травлении не выявляет зернистого

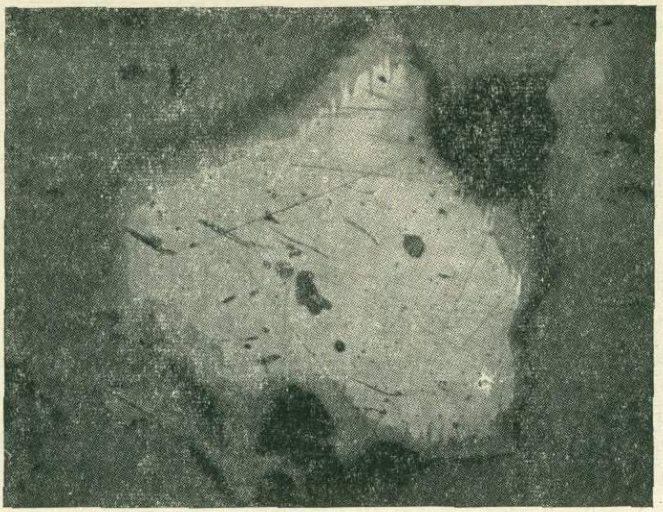


Рис. 44. Каемка гипергенного борнита (серое) развита по периферии участков халькопирита (белое). Черное —породообразующие минералы. Месторождение Агарак, карьер, уступ 1180 м, полированный шлиф, ув. 70

строения в отличие от гипогенного борнита. Очевидно, борнит имеет тонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Гипергенный борнит встречается в ассоциации с ковеллином, дигенитом, халькозином, халькопиритом VII, смоляной медной рудой, тенорито́м, мелаконитом, малахитом и гётитом. Он замещает халькопирит III и, в свою очередь, замещается халькозином и ковеллином. В зоне окисления борнит III замещается кирпичной медной рудой (смесь скрытокристаллического гётита и куприта) или переходит в мелаконит (смесь гётита и тенорита) или переходит в смоляную медную руду (тенорит с примесью частичек каолинита, кремнезема, гидроокислов железа и др.). Наблюдаются срастания борнита III с халькопиритом VII.

Были отмечены два типа замещения халькопирита III борнитом III. Первый тип представляет собой полное замещение мелкой вкрапленности халькопирита во вмещающих породах. Второй тип — замещение агрегатов массивного халькопирита, по трещинкам.

На основе детального изучения намечаются следующие признаки отличия между гипогенным и гипергенным борнитом.

1. Борнит гипогенный и гипергенный встречается в разных минеральных ассоциациях: для гипогенного борнита характерна своеобразная ассоциация с халькопиритом, теннантитом, самородным золотом, электрумом и минералами висмута. Гипергенный борнит образует коррозионные срастания с гипогенными халькопиритом и пиритом и развит в ассоциации с другими вторичными сульфидами меди.

2. Халькопирит III встречается вместе с борнитом и гипогенным и гипергенным, но взаимоотношения в первом и во втором случае разные. Границы между гипогенным борнитом и гипогенным халькопиритом прямые. В случае замещения первичного халькопирита гипергенным борнитом образуются тонкие коррозионные границы.

Кубанит развит редко и представлен в рудах двумя генерациями.

Кубанит I образует мелкие округлые выделения (сотые доли миллиметра) в пирите I и срастается с халькопиритом I и пирротином I. По-видимому, незакономерные срастания округлых выделений халькопирита, пирротина и кубанита образовались в процессе распада твердого раствора халькопирротина.

Кубанит II слагает мелкие неправильной формы включения в халькопирите II; замещается пирротином. Основное отличие пирротина и кубанита заключается в относительном рельефе по отношению к халькопириту; у кубанита и халькопирита близкий рельеф, а у пирротина заметно выше, чем у халькопирита.

Халькозин в медно-молибденовых рудах встречен гипогенный и гипергенный.

Халькозин гипогенный представлен двумя генерациями, которые соответственно образуют тесные срастания с борнитом I и борнитом II. Встречается гипогенный халькозин редко и в небольших количествах.

Халькозин гипергенный представлен ромбической модификацией (рис. 45). В прожилках и линзочках выявляется полосчатость, обусловленная неравномернозернистым строением минерала. Порфиробласты минерала имеют размеры до 1 мм и обычно вытянуты параллельно друг другу; они сцементированы мелкозернистым халькозином, зерна которого имеют размеры в сотые и тысячные доли миллиметра. Почти всегда более крупные зерна покрыты штрихами. Такой тип строения характерен для халькозина в прожилках. В скрытокристаллическом халькозине выявляются трещинки усыхания. Он развит в рудах всех месторождений или в виде прожилков и участков в нерудных минералах, или в виде метасоматических выделений различной формы в сульфидах. Обычно он приурочен к выделениям халькопирита, борнита, пирита, энаргита, блеклой руды, галенита и сфалерита. Встречается чаще других вторичных сульфидов и распространен в верхних

участках зоны цементации. На месторождении Агарак (горизонт штольни 40) он преобладает над другими сульфидами меди.

В красной брекчии (Агарак, юго-западнее штольни 7) встречены редкие прожилки халькозина и дигенита мощностью до 2—3 см.

В борните, пирите и халькопирите халькозин образует каемки, прожилки, пятнистые участки, местами тонкие прожилки между гидроокислами железа и халькопиритом, иногда почти нацело замещает сульфиды.

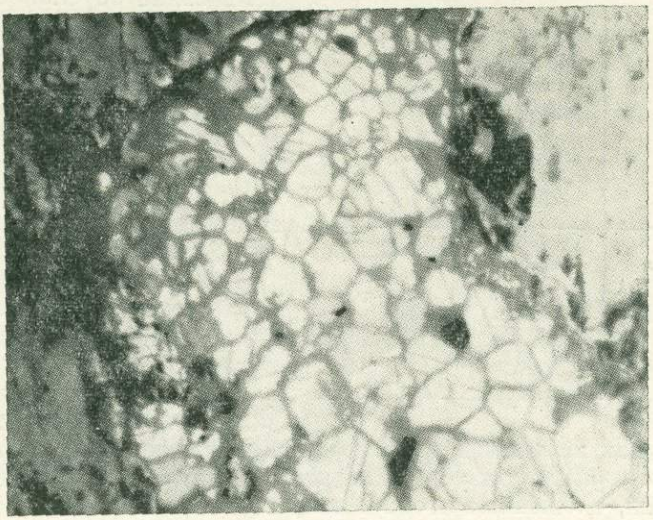


Рис. 45. Пластинчатые зерна ромбического халькозина (белое), замещенные купритом (серое). Между зернами халькозина развит малахит с примесью куприта (темно-серое). Черное — ямки и нерудные минералы. Месторождение Агарак, полированный шлиф, ув. 200

Халькозин псевдоморфно замещается дигенитом, ковеллином и купритом, в нем развиваются гидроокислы железа.

В халькозине (месторождение Агарак и Каджаран) были встречены мелкие зерна аргентита и штромейерита, заключенные между зернами и по спайности в них, а также нитеобразные прожилочки самородного серебра. Размеры выделений измеряются сотыми долями миллиметра, редко достигают 1 мм. Для агрегатов гипергенного халькозина выявляется скрытокристаллическое, порфиробластическое и гранобластическое строение.

Минерал слабо и отчетливо анизотропен. Цвет в отраженном свете обычно голубовато-светло-серый, в некоторых зернах цвет изменяется от розово-голубого до голубого оттенка. После травления реактивами $HNO_{3конц}$ в течение 3—10 с и KCN (1:5)

в течение 1 мин хорошо выявляются трещинки спайности и границы зерен. По данным спектрального анализа в халькозине установлены следующие элементы: железо, титан, серебро, молибден (0,01—1%), свинец и марганец (0,001%). Химический анализ халькозина приведен в табл. 12.

Таблица 12

Химический анализ халькозина

Окислы, элементы	Обр. 223	
	вес. %	мол. количества
	2	
Cu	76,83	1,16
S	19,33	0,62
SiO_2	2,72	
Fe_2O_3	0,63	
MgO	0,10	
CaO	0,22	
П.п.п.	0,5	
Сумма	99,88	

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории МГРИ; аналитик М. О. Степпан.

В табл. 13 приведена рентгенограмма халькозина месторождения Агарак.

Приведенные содержания SiO_2 в химическом анализе халькозина обусловлены механической примесью в виде кварца. Вычисленные молекулярные количества показывают нормальные соотношения между медью и серой; в халькозине (обр. 223) отношение $Cu_2 : S = 1,16 : 0,62$, а в халькозине теоретическом $Cu_2 : S = 1,2 : 0,63$.

Дигенит гипергенный всегда встречается в срастаниях с халькозином и замещает последний.

Ковеллин гипергенный в незначительных количествах развит в рудах из зоны цементации. Он замещает борнит, халькозин и халькопирит, образует в них каемки, пятнышки и нитеобразные прожилки, сложенные игольчатыми зернами. Встречаются выделения ковеллина с колломорфным строением. Размеры его выделений измеряются сотыми долями миллиметра. Под микроскопом видно, что ковеллин на нижних горизонтах зоны цементации избирательно замещает борнит. Он слагает в борните каемки или скопления зерен. На верхних горизонтах месторождений Агарак и Каджаран наблюдается тесное срастание халькозина и ковеллина.

Штромейерит очень редко наблюдается в полуокисленных рудах из зоны цементации (Каджаран, Агарак). Развит в виде микроскопических выделений и прожилков в гипергенном халькозине. По данным спектрального анализа, в халькозине с включениями штромейерита отмечается высокое содержание серебра (более 1%).

Теннантит в рудах представлен пятью генерациями. Мелкозернистый теннантит I, II и III приурочен к выделениям халькопирита тех же генераций. Как теннантит, так и халькопирит соответствующих генераций встречаются в определенных парагенетических ассоциациях (см. рис. 69). Мелкие неправильной формы зерна теннантита I, II, III заполняют промежутки между зернами сфалерита и халькопирита.

Таблица 13

Дебаеграммы халькозина

Халькозин, Агарак		α = халькозин, по Михееву В. И.		β = халькозин, по Михееву В. И.	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
				1	3,93
2	3,13	8	3,14	4	3,22
3	2,71	4	2,73	6	2,80
2	2,64				
2	2,51	6	2,51		
2	2,45			3	2,41
6	2,38	8	2,38		
4	2,31				
1	2,22				
8	1,97	10	1,963	10	1,975
8	1,87	10	1,868	4	1,880
4	1,78	6	1,690	4	1,765
6	1,69	8	1,643	6	1,685
2	1,522	2	1,553	4	1,516
2	1,473	2	1,509	3	1,445
2	1,360			3	1,335
2	1,285	2	1,273		
2	1,271				
1	1,226				
2	1,127			6	1,140
3	1,089	2	1,070	3	1,076
1	1,046				
1	1,019				
1	1,008				

Условия съемки: Fe = излучение; $D = 57{,}3$ мм, $d = 0{,}6$ м.
Примечание. Анализ выполнен в лаборатории ВИМС и рассчитан В. П. Бутузовым.

Теннантит IV — метасоматический, встречен в энаргитовых и кварц-энаргитовых агрегатах. Он срастается с водяно-прозрачным кварцем VI. Особенно интенсивно энаргит замещается теннантитом в раздробленных медно-молибденовых рудах на глубоких горизонтах (300—400 м от поверхности, Каджаран). В теннантине IV часто наблюдаются реликты энаргита и халькопирита и редко люцонита. Границы между теннантитом и энаргитом зазубренные. Иногда в теннантите присутствует в небольших количествах (до 1%) серицит, мелкозернистый халькопирит и галенит. Поздний халькопирит и галенит образуют в теннантите IV графические и субграфические формы срастания. По границам между энаргитом и теннантитом проникают эмульсиевидные и нитеобразные выделения халькопирита IV.

Твердость теннантита IV, измеренная на приборе ПМТ-3, равняется 310—350 кг/мм^2.

Теннантит V — среднезернистый, присутствует в галенит-сфалеритовых прожилках. Его зерна овальной формы заполняют промежутки между кристаллами кварца и выделениями сфалерита.

В смятых галенит-халькопирит-сфалеритовых агрегатах с полосчатой и линзообразной текстурами теннантит образует выделения линзообразной формы, иногда сильно раздробленные; наблюдается перекристаллизация среднезернистого теннантита в мелкозернистый. В теннантите V наблюдаются мелкие выделения более поздних минералов — галенита, самородного золота, алтаита и др.

Тетраэдрит в медно-молибденовых рудах образует две генерации (см. рис. 69).

Тетраэдрит I был нами встречен в теннантит-энаргитовой минеральной ассоциации с месторождения Анкаван. Он выделяется позже кварца, энаргита, люцонита и метасоматического теннантита. Форма его агрегатов — неправильные выделения и прожилки. Количество тетраэдрита I в этой ассоциации — 1—2%. В виде эмульсиевидных, округлых и линзообразных выделений в массе галенита III очень редко встречается тетраэдрит II, который хорошо выявляется после структурного травления агрегатов галенита.

Тетраэдрит III встречен в прожилках кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации. Он образует выделения неправильной формы и срастается с теннантитом V без следов коррозии. Всегда развит в подчиненных количествах по сравнению с теннантитом.

Некоторые разновидности тетраэдрита III отличаются более высокими содержаниями серебра и травятся в $HNO_{3конц}$ и $FeCl_3$, что дает основание предполагать наличие в рудах *фрейбергита*.

Энаргит в медно-молибденовых рудах слагает мелкозернистые, редко среднезернистые агрегаты и образует две генерации (см. рис. 69).

Энаргит I — среднезернистый, встречается на верхних горизонтах месторождений в срастаниях с халькопиритом III, теннантитом III, виттихенитом, эмплектитом и борнитом I. Судя по характеру границ с этими минералами, энаргит выделяется одновременно или позже халькопирита, но раньше медно-висмутовых минералов, теннантита, борнита, халькозина и самородного золота. Энаргит I имеет ограниченное распространение и представлен в кварц-халькопиритовой ассоциации редкими зернами неправильной формы.

Энаргит II — мелкозернистый, широко распространен в зонах дробления медно-молибденовых месторождений.

Он отлагается один или в парагенезисе с кварцем в виде призматических кристаллов и метакристаллов, реже в виде зерен неправильной или изометричной формы.

В парагенезисе с энаргитом II развиты кварц, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, халькопирит, галенит и реже борнит. Кварц в энаргитовых прожилках водяно-прозрачный без следов деформации.

В медно-молибденовых рудах энаргит II образует реакционные каймы в сотые и десятые доли миллиметра по краям выде-

лений средне- и крупнозернистого халькопирита (рис. 46), заключенного в нерудных минералах или в пирите и молибдените. Внутренняя граница каемки между энаргитом и халькопиритом прямая или коррозионная, внешняя — зубчатая, так как она образуется вершинами призматических метакристаллов энаргита. Большей частью каемки протягиваются в виде сплошной полоски, но нередко встречаются прерывистые.

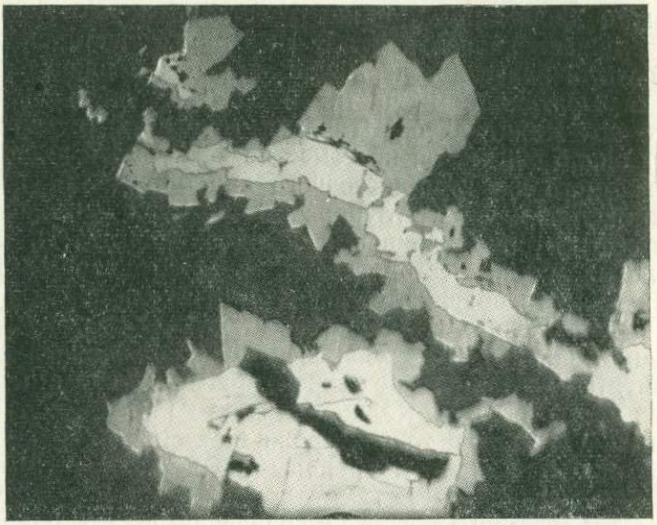


Рис. 46. Реакционные каемки энаргита II (серое) вокруг прожилков халькопирита III (белое). Черное — нерудные минералы. Месторождение Каджаран, полированный шлиф, ув. 320, с анализатором

В раздробленном халькопирите наблюдаются тонкие метасоматические прожилки энартита от 0,001 до 0,02 мм, пересекающиеся в различных направлениях в виде сетки. Волосовидные энаргитовые и кварц-энаргитовые прожилки локализуются внутри мономинерального агрегата халькопирита и не продолжаются за его пределы. Значительно реже прожилки энаргита пересекают раздробленный сфалерит III, теннантит III, ранний пирит и молибденит.

В раздробленных медно-молибденовых рудах с повышенным содержанием пирита наблюдаются тонкие (сотые доли миллиметра) кварц-энаргитовые прожилки. Они пересекают прожилки, полоски, зерна и гнезда, сложенные халькопиритом, пиритом, молибденитом, ранним кварцем, и породообразующие минералы. Такие прожилки характеризуются переменным составом и обычно состоят из отдельных отрезков, заполненных или кварцем, или энаргитом. Кварц-энаргитовые прожилки заметно расширяются в тех участках, где они сложены кварцем. В более крупных

прожилках увеличивается количество кварца, в волосовидных прожилках, наоборот, преобладает энаргит. В прожилках мощностью 0,3—0,5 мм удлиненные зерна энаргита и кварца растут перпендикулярно к стенкам трещины, иногда наблюдается крустификационное распределение кристаллов энаргита внутри кварца.

Для медно-молибденовых месторождений характерно распространение энаргита на глубоких горизонтах и особенно в зонах интенсивного дробления. В таких участках энаргит иногда полностью замещает халькопирит. В некоторых месторождениях с глубиной увеличивается содержание энаргита и пирита. Так, например, на Центральном участке месторождения Каджаран, на горизонте шт. Капитальной (глубина горизонта от дневной поверхности около 400 м) он повсеместно встречается в зонах дробления широтного и северо-восточного простирания. В верхних горизонтах месторождения (глубина 40—60 м от дневной поверхности) известны лишь единичные находки энаргита II. В медно-молибденовых рудах месторождения Агарак, кварц-энаргитовые прожилки впервые появляются на глубине около 275 м (горизонт шт. 57); в верхних горизонтах энаргит не встречается.

В медно-молибденовых рудах наблюдается замещение энаргита теннантитом. Это явление широко распространено в брекчиевых рудах месторождения Каджаран.

В мелких участках и тонких прожилках энаргит иногда полностью переходит в теннантит. Границы между теннантитом и энаргитом обычно зазубренные.

В зоне цементации энаргит по сравнению с халькопиритом более устойчивый и слабо замещается вторичными сульфидами меди, гётитом, оливенитом, фармакосидеритом и скородитом.

Измерения микротвердости энаргита II на приборе ПМТ-3 показали, что Но $>$ 4,3 или больше 235 кг/мм^2.

Люцонит в медно-молибденовых рудах встречается редко в виде мелких изометричных зерен с полисинтетическими двойниками роста. Обычно срастается или с энаргитом II, или с водяно-прозрачным кварцем VI, или с теннантитом IV. Размеры отдельных зерен измеряются сотыми долями, реже тысячными и десятыми долями миллиметра в поперечнике. Выделения люцонита в энаргите имеют форму реликтов, сохранившихся от замещения.

В медно-молибденовых рудах месторождения Дастакерт К. А. Карамяном (1959) определены *реньерит и германит,* образующие мельчайшие включения в полях энаргита и борнита. Эти же минералы были установлены в рудах Анкавана (А. И. Карапетяном).

Куприт широко распространен в зоне окисления всех месторождений в небольшом количестве. Наиболее крупные скопления куприта развиты в окисленных рудах месторождений Каджаран и Анкаван.

Куприт в медно-молибденовых рудах представлен тремя разновидностями. К первой разновидности относятся псевдоморфные

и скрытокристаллические агрегаты куприта, образующиеся в процессе метасоматического замещения халькопирита, борнита и халькозина. Обычно псевдоморфный куприт, развивающийся по халькопириту и борниту, тесно срастается с гётитом и часто переходит в агрегат кирпичной медной руды. Последняя образует прожилки и участки в лимонитизированных монцонитах месторождения Каджаран и в скарнах Анкавана.

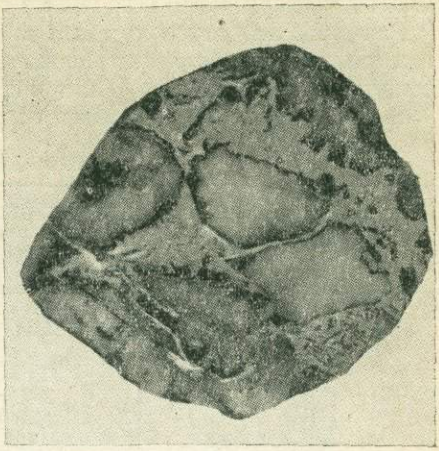


Рис. 47. Прожилки куприта (белое) в кварце (серое). Месторождение Каджаран, полированный шлиф, ув. 2,5

Вторая разновидность куприта отлагается по трещинкам в породах и минералах в виде пленок, прожилков, корочек и друз (рис. 47) и встречается в срастаниях с делафосситом и лампадитом. В пустотках наблюдались друзы волосовидных кристаллов игольчатого куприта — халькотрихита.

Третья разновидность куприта — метасоматический куприт, развивающийся в кальците (рис. 48). Он образует мелкие выделения, которые состоят из метакристаллов прямоугольной, таблит-

Рис. 48. Метакристаллы и скелетные метазерна куприта (белое). Серое — кальцит, темно-серое — нерудные минералы. Месторождение Анкаван, полированный шлиф, ув. 160

чатой, игольчатой и скелетной форм. Эта разновидность куприта встречается в парагенезисе с тенoритом, самородной медью, малахитом и азуритом. Последние три минерала замещают куприт.

Размеры агрегатов куприта измеряются десятыми долями миллиметра, редко достигают нескольких миллиметров и очень редко нескольких сантиметров (Анкаван, Қаджаран).

В табл. 14 приведена рентгенограмма куприта.

Таблица 14

Рентгенограммы куприта

Обр. 3050			Куприт по В. И. Михееву	
I	$2l$ изм.	$\frac{d^a}{n}$	I	$\frac{d^a}{n}$
4	34,3	3,34		
1	38,0	3,01	2	3,03
6	42,2	(2,72)	(4)	(2,72)
10	47,0	2,45	10	2,45
1	49,0	2,36	1	2,32
8	54,8	2,12	8	2,13
4	71,9	(1,659)	(2)	(1,66)
7	80,4	1,507	9	1,505
3	76,5	(1,419)	(1)	(1,419)
7	98,2	1,285	10	1,280
4	104,0	1,222	4	1,226

Условия съемки: Fe=излучение; D=57,3 мм; d=0,6 м.

Примечание: Обр. 3050—Қаджаран, карьер, уступ 2265 м; куприт — средне- и мелкозернистый с пигментными пятнами психомелана. Анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР и рассчитан С. И. Берхин.

Тенорит (рис. 49) встречается в парагенезисе с купритом, делафосситом и самородной медью. Он образует мелкие агрегаты в виде почек и каемок. Для почковидных агрегатов тенорита характерно радиально-лучистое строение. Количество тенорита в окисленной руде переменно и составляет от 0 до 2—3%.

Делафоссит встречается очень редко в окисленных рудах медно-молибденовых месторождений. Он развит в виде прожилков и небольших округлых выделений в куприте и в нерудных минералах. Форма зерен таблитчатая, но чаще развиты скрытокристаллические агрегаты.

Самородная медь редко встречается на верхних горизонтах зоны окисления. В рудах содержание самородной меди измеряется в количестве сотых долей процента. Самородная медь представлена мелкими выделениями неправильной формы и прожилками в куприте, тенорите и гётите и замещает эти минералы. Иногда наблюдаются выделения самородной меди с зональным строением. Минерал образует также мелкие дендриты и примазки на трещинках лимонитизированных пород. Обычно самородная медь встречается в парагенезисе с купритом, тенoритом, делафосситом и лампадитом. Толщина корочек и дендритов минерала не превышает десятых долей миллиметра.

Малахит является одним из наиболее распространенных минералов в окисленных рудах и встречается повсеместно в поверхностных частях зоны окисления всех месторождений. Количество его измеряется долями процента и редко достигает 3—5%. Образует тонкие корочки и примазки на трещинах или друзы в пустотах. Очень редко минерал слагает почки с радиально-лучистым или скрытокристаллическим строением. Малахит замещает халькопирит, борнит, халькозин, куприт и тенорит.

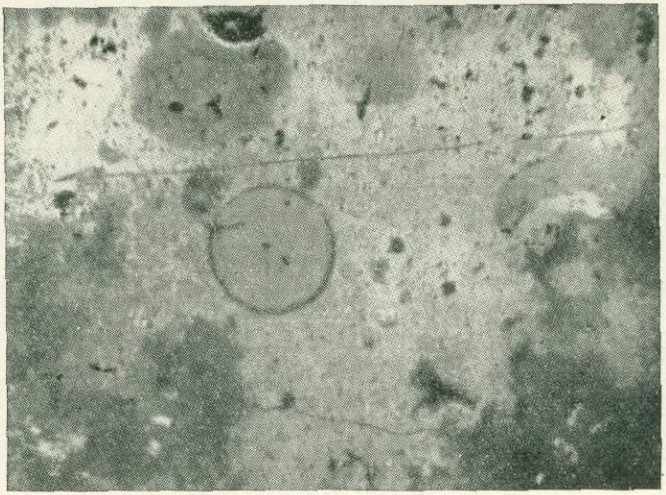


Рис. 49. Почки тенорита (серое) в массе куприта (светлое). Нерудные минералы — черное. Месторождение Анкаван, полированный шлиф, ув. 170

Обычно малахит развивается по трещинкам на корочках лампадита и гётита. Прожилки малахита пересекают участки, сложенные гётитом. Встречаются пучки игольчатых кристаллов малахита на поверхности кристаллов гипергенного кальцита или на корочках хризоколлы. Структура агрегатов минерала зернистая, редко скрытокристаллическая и гелевая. Малахит встречается в тесных срастаниях с кальцитом, арагонитом и азуритом. В агрегатах малахита развиты реликты куприта, тенорита и самородной меди. Размеры выделений малахита достигают нескольких миллиметров, толщина корочек — 1 мм.

Для малахита в шестовато-волокнистых агрегатах получены следующие величины показателя преломления: n_g — 1,908±2, n_m — не определялся, n_p — 1,654±3. Плеохроизм у минерала сильный; n_g — густо-зеленый, n_m — желтовато-зеленый, n_p — почти бесцветный.

Микротвердость скрытокристаллического малахита, измеренная на приборе ПМТ-3, равна 120 кг/мм².

На рис. 50 показана дифференциальная кривая нагревания (*1*) и сопряженная с ней кривая изменения веса (*2*) для скрытокристаллического малахита, образующего почки и корочки в измененной дайковой породе. Расшифровка термического анализа выполнена в лаборатории ИГЕМ АН СССР А. И. Цветковым.

По данным спектрального анализа, в минерале постоянно присутствуют кальций, магний, железо, марганец, кремний, алюминий и молибден.

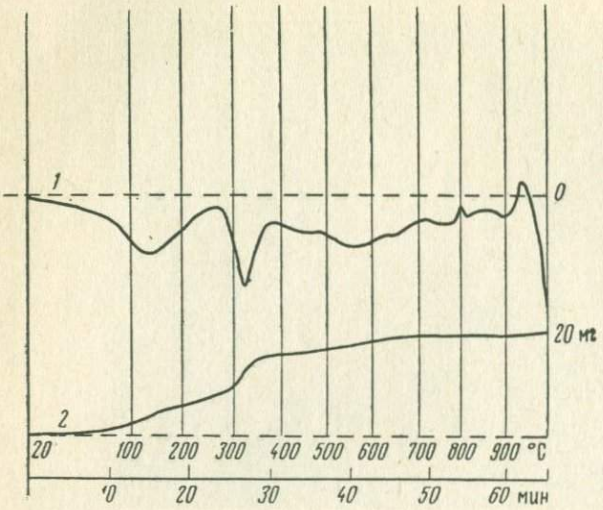


Рис. 50. Типичная кривая нагревания скрытокристаллического малахита. Месторождение Каджаран, обр. 3604; навеска 33,8 мг; 8,8 мг = = 30,70%

1— кривая нагревания; *2*— кривая изменения веса

Азурит распространен в окисленных рудах значительно реже малахита, но почти всегда встречается вместе с ним и выделяется позже. На тех участках, где преобладает азурит над малахитом, наблюдается тонкое переслаивание корочек азурита и малахита, а иногда малахит выделяется позже азурита. Он образует корочки, примазки и почки на поверхности трещин, покрытых лампадитом, гётитом, каолинитом и малахитом. Почки азурита имеют радиально-лучистое и скорлуповатое строение. Диаметр шариков азурита достигает 3 мм. Толщина корочек азурита измеряется от сотых до десятых долей миллиметра. Азурит, как правило, образует зернистые и редко скрытокристаллические агрегаты в землистых массах.

По данным спектральных анализов, в азурите постоянно присутствуют в виде примеси магний, железо, марганец, кальций.

На рис. 51 показана типичная термограмма азурита.

Хризоколла встречается в окисленных рудах в небольшом количестве. Минерал слагает тонкие корочки с бугорчатой поверхностью на трещинках в лимонитизированных породах. В окисленных рудах Каджарана (карьер, уступ 2245 м) хризоколла образует корочки и полоски толщиной 1—4 мм, чередующиеся с корочками кальцита, арагонита, халцедона и лампадита. В агрегатах хризоколла имеет скрытокристаллическое и гелевое строение. Встречаются изотроп-

ные и анизотропные разности. Цвет хризоколлы изменяется от голубого до светло-зеленого.

Корнуит — коллоидная разность хризоколлы — встречен на месторождении Каджаран (Центральный участок) в виде тонких корочек голубоватого цвета по трещинкам в жильном кварце. В табл. 15 приведен химический анализ хризоколлы, который показал более высокое содержание кремнезема против теоретического, что, возможно, обусловлено примесью халцедона. На рис. 52 показана термограмма хризоколлы. Сложная кривая нагревания (*1*) и не менее сложная кривая изменения веса (*2*) отображают в первую очередь многоступенчатый, идущий с различными скоростями процесс дегидратации.

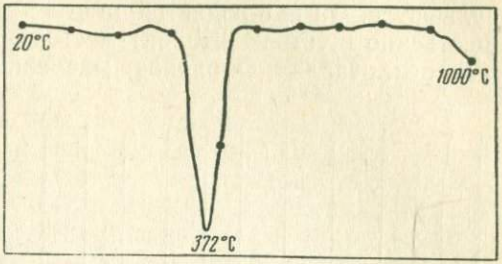


Рис. 51. Типичная кривая нагревания кристаллического азурита. Месторождение Каджаран

Таблица 15

Химический анализ хризоколлы
(Каджаран, карьер, уступ 2265 м, обр. 3061)

Окислы	Содержание, вес. %	Молекулярное количество	Отношение молекулярных количеств	Формула по данным хим. анализа
SiO_2	33,5	0,75	1,5	
CuO	40,70	0,5	1	
Fe_2O_3	1,11	—	—	$CuO \cdot 1{,}5\ SiO_2 \cdot 2{,}2\ H_2O$
Al_2O_3	5,45	—	—	
H_2O	20,38	1,13	2,2	
Сумма	100,69	—	—	

Примечание: Химический анализ выполнен в лаборатории МГРИ аналитик М. О. Степпан.

Первый пологий и второй более крутой эндотермический пики соответственно между 100—200 и 280—350° С обусловлены, по-видимому, выделением межпакетной воды, если, как принято считать, хризоколла относится к группе монтмориллонита. Следующее пологое провисание дифференциальной кривой и соответствующий ему небольшой подъем на кривой изменения веса (500—650° С) образуют выделения конституционной воды — гидроокислов. Следующие два экзотермических типа при 780—800 и 900—940° С связаны:

первый, по-видимому, с распадом структуры (расшатанной выделением воды), а второй с перегруппировкой атомов перед плавлением эвтектики в тройной системе $CuO — Cu_2O — SiO_2$ (эндотермический эффект 950—1000° С).

Халькантит — наиболее распространенный минерал из группы сульфатов. Он наблюдается на стенках горных выработок (преимущественно в устьях штолен) месторождений Агарак и Каджаран и в старых отвалах. Обильное выделение минерала из рудничных вод

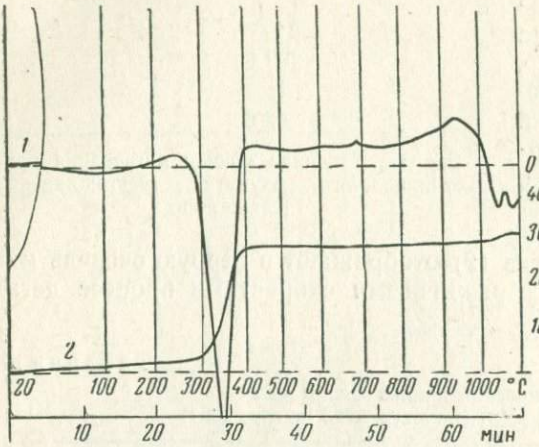


Рис. 52. Кривая нагревания хризоколлы. Месторождение Каджаран, обр. 3061; навеска 95,5 мг; 17,97 мг = = 16,72%

1 — кривая нагревания; *2* — кривая изменения веса

происходит в сухое летнее время. Почковидные, иногда растрескавшиеся корочки халькантита небесно-голубого цвета покрывают стенки выработок на площади в несколько квадратных сантиметров. Выцветы и налеты халькантита образуются в породах вблизи скопления рудничных вод, вытекающих из штолен. Налеты халькантита встречаются всюду, где в пределах рудного поля имеется увлажненная почва. Корочки халькантита до 2 мм толщиною сложены мелкозернистым агрегатом сплющенных полупрозрачных кристаллов и имеют полосчатое колломорфное строение. Часто налеты и корочки халькантита встречаются в тесном парагенезисе с гипсом.

Окраска минерала непостоянная и изменяется от синевато-голубоватой до синей с зеленоватым оттенком. Под микроскопом минерал почти бесцветен и оптически отрицательный. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, имеют следующие значения: $n_p = 1{,}517$; $n_m = 1{,}536$; $n_g = 1{,}543$.

По данным спектрального анализа в халькантите установлено постоянное присутствие кальция, железа и магния, которые входят в состав гипса, мелантерита и других сульфатов, которые тесно прорастают с халькантитом.

Феррокупрохалькантит образует корочки, иногда сталактитовые наросты зеленого цвета на поверхности халькантита; выделяется

позже последнего. Между минералами наблюдается постепенный переход. Показатель преломления этого минерала в изотропных сечениях равен 1,542—1,543.

Брошантит в незначительных количествах развит в зоне окисления. Он встречается в ассоциации с малахитом, купритом, гипсом и халькантитом. Минерал слагает корочки толщиной 0,1—0,3 мм. Строение корочек колломорфное.

Оливенит (лейкохальцит) впервые был установлен Е. А. Акопян (1960) в зоне окисления месторождения Анкаван. М. П. Исаенко этот минерал встречен в зоне окисления месторождений Анкаван и Каджаран на выходах окисленных и полуокисленных медно-мышьяковых руд, сложенных энаргитом, теннантитом, халькопиритом, борнитом и халькозином. Оливенит образует срастания с фармакосидеритом, скородитом, гётитом, халькозином и ковеллином. Он слагает тонкие прожилки и мелкие скопления в виде сферолитов с радиально-лучистым строением. Иногда оливенит образует псевдоморфозы по энаргиту. Форма зерен таблитчатая и волокнистая.

Минералы железа и мышьяка

Для этих элементов характерны следующие минералы: сульфиды — пирит, пирротин, арсенопирит, марказит; окислы — магнетит, гематит; гидроокислы — гётит, лепидокрокит; сульфаты — ярозит, мелантерит, фиброферрит; арсенаты — скородит.

Пирит в медно-молибденовых рудах наиболее широко распространен по сравнению с другими сульфидами. Пирит отлагается главным образом при метасоматическом замещении породообразующих минералов и жильного кварца. Значительно реже встречаются прожилки его в трещинах.

Пирит выделяется в течение всего послемагматического этапа формирования руды. Он встречается во всех рудовмещающих и дайковых породах, слагающих рудное поле, а также развит в кварцево-сульфидных и сульфидных жилах и прожилках. В карбонатных агрегатах он обычно встречается в виде реликтов или обломков. Пирит образует срастания с породообразующими минералами, кварцем, халькопиритом, молибденитом, рутилом, магнетитом, гематитом, сфалеритом, серицитом, хлоритом, эпидотом и др. По трещинкам в зернах пирита развиты прожилки халькопирита, энаргита, галенита, сфалерита, кварца, серицита и карбонатов.

Пирит в рудах образует неравномерную вкрапленность, тонкие мономинеральные прожилки и редкие друзы кристаллов в пустотах. Спорадически во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах появляются гнезда или желваки (до 1 м в поперечнике) неравномернозернистого сплошного пирита.

В зонах нарушения пирит разбит на осколки и обломки; тонкие прожилки пирита часто раздавлены, и поэтому широко развиты примазки его в породах. В рудах выделяется шесть генераций пирита.

Пирит I — мелко- и среднезернистый, слагает прожилки, стяжения и вкрапленность в рудовмещающих породах. Развивается метасоматическим путем и замещает породообразующие минералы, магнетит и титаномагнетит. Имеет равномерное площадное распространение. Представлен зернами неправильной формы, реже идиоморфными кристаллами. В гнездах и прожилках он образует срастания с кварцем, серицитом, халькопиритом и сфалеритом. Чаще пирит слагает мономинеральные агрегаты. Характерны для его зерен однородное внутреннее строение и включения мелких реликтов ранних минералов. Пирит замещается мелкозернистыми магнетитом и гематитом, пересекается крупночешуйчатым молибденитом.

Пирит II образует крупные кристаллы в форме пентагондодекаэдра, октаэдра и куба. Размеры зерен колеблются от 0,1 мм до нескольких сантиметров. Последние нарастают на стенках трещин во вмещающих породах и кварцевых жилах. Пирит характеризуется зональным строением. Он замещается халькопиритом, иногда полностью. Наблюдались случаи коррозии пирита молибденитом.

Пирит III наблюдается в кварц-молибденитовых прожилках в виде единичных мелких кубиков в кварце или в виде неправильных зерен, слагающих прожилки.

Пирит IV встречен в агрегатах, сложенных халькопиритом III. Он имеет неравномерное распространение; обычно слагает кварц-пиритовые прожилки с примесью халькопирита; в тех же участках, где развиты агрегаты гипогенного борнита и халькопирита, он отсутствует. Пирит представлен зернами кубической и скелетной формы, заключенными в халькопирите. Для пирита этой разновидности характерно тесное срастание с хлоритом и серицитом. Последние, как и халькопирит, образуют ореолы вокруг его зерен.

Пирит V очень редко встречается в кварц-теннантит-энаргитовых прожилках в виде мелких зерен неправильной формы и почкообразных стяжений.

Пирит VI — крупно-среднезернистый, развит в галенит-сфалеритовых прожилках в виде кубов и октаэдров размером от 1,0 мм до 2 см. Корродируется сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, кварцем, серицитом и кальцитом. Внутреннее строение его зерен однородное или зональное. В отдельных участках сильно раздроблен и перекристаллизован. Кубики пирита иногда образуют в прожилках полоски, прилегающие к зальбандам, чаще разбросаны в беспорядке. Встречаются прожилки, сложенные только пиритом, кварцем и кальцитом. Наблюдались тонкие прожилки пирита (десятые доли миллиметра), пересекающие дайковые породы (Дастакерт, Каджаран). Пирит концентрируется в виде вкрапленности и примазок по зальбандам даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов. В дайковых породах пирит образует мелкие зерна неправильной формы, приуроченные к темноцветным минералам. В кальцитовых прожилках наблюдаются кубики

пирита, а также изометричные стяжения. Мономинеральные прожилки пирита VI пересекаются прожилками доломита.

Характерны кристаллобласты пирита, образовавшиеся в несколько стадий. Одни из них возникли при перекристаллизации мелкозернистого пирита и марказита, другие — при перекристаллизации крупнозернистого, раздробленного пирита, третьи — в виде мелких кубиков при перекристаллизации железистого сфалерита.

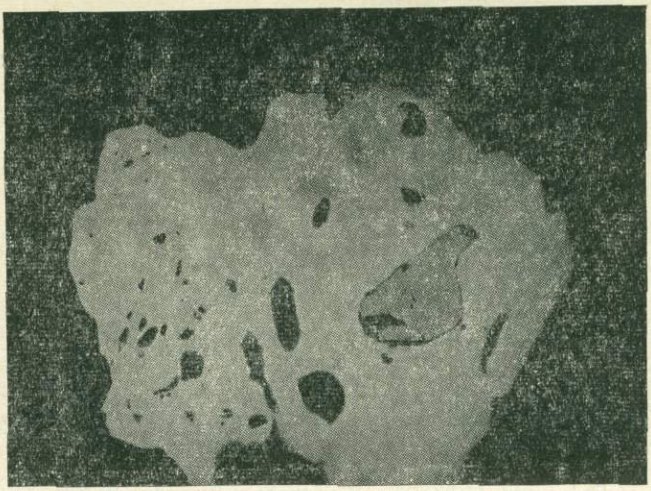


Рис. 53. Метакристаллы пирита I с реликтами породообразующих минералов (черное). В пирите развиты мелкие выделения пирротина (светло-серое). Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 300

Пирротин в медно-молибденовых рудах встречается очень редко и представлен двумя генерациями. Он развит в виде мельчайших зерен (0,01—0,05 мм), приуроченных к участкам пирита I. Включения его в пирите имеют неправильную форму и прямые границы (рис. 53). Он образует также реликты в агрегате тонкозернистого марказита.

Арсенопирит представлен мелкими зернами в виде ромбиков и прямоугольников в полях халькопирита II. В рудах встречается в небольших количествах.

Марказит имеет в медно-молибденовых рудах незначительное распространение. Выделяются две генерации: гипогенный и гипергенный. Гипогенный марказит слагает прожилки, таблитчатые зерна в раннем пирите, халькопирите и кварце.

Гипергенный марказит развивается по пирротину в виде каемок скрытокристаллического строения по периферии и тонких прожилков по трещинкам выделений.

Магнетит образует вкрапленность, прожилки и гнездо- или линзообразные скопления в интрузивных породах, кварцевых жилах, роговиках и скарнах.

Повышенные содержания магнетита наблюдаются в эндо- и экзоконтакте гранитоидных интрузивов (Анкаванского и Конгуро-Алангезского). Количество минерала колеблется от долей до нескольких процентов. Редко встречаются небольшие участки, в которых содержание магнетита достигает 60—80%. В зоне окисления магнетит замещается мартитом.

Постмагматический магнетит представлен двумя генерациями. Магнетит I встречается в роговиках или в ороговикованных порфиритах; представляется зернами неправильной изометричной или удлиненной формы; последние вытянуты параллельно полосчатости в роговиках и слагают прожилки, полоски и линзочки. Размер зерен измеряется сотыми долями миллиметра. В прожилках магнетит иногда срастается с кварцем и халькопиритом.

Магнетит II наблюдается в сильно измененных монцонитах, сиенит-гранитах и в кварц-сульфидных жилах и прожилках и замещает пирит I генерации или же образует вкрапленность мелких, изометричных зерен в измененных породах, или же слагает тонкие прожилки с кварцем и гематитом. Иногда развиты крупные гнезда и полоски магнетита в монцонитах (Каджаран — участки Давачи и Центральный; Агарак — Центральный участок). Такие скопления магнетита пересекаются прожилками молибденита II и халькопирита III.

Гематит в рудах встречается гипогенный и гипергенный. Гипогенный гематит представлен двумя генерациями.

Гематит I слагает вкрапленность, полоски, прожилки и линзочки в эпидотизированном роговике (Каджаран, левобережье р. Вохчи). Пластинки гематита (размер 1—10 мм в поперечнике) слагают прожилки — полоски протяжением до 2 см, расположенные параллельно полосчатости в роговиках. Пластинки гематита срастаются со среднезернистым эпидотом. Обычно в роговиках встречается средне- и крупнопластинчатый гематит.

Гематит II — мелкозернистый, развивается по раннему пириту I и II в виде тонкопластинчатых выделений или заполняет промежутки между кристаллами пирита. Гематит образует радиально-лучистые скопления в нерудных минералах. Встречаются прожилки кварца с гематитом и магнетитом. Выделения гематита пересекаются прожилками молибденита, халькопирита, карбонатов и позднего кварца. Очень редко наблюдаются псевдоморфозы магнетита по гематиту.

Гематит гипергенный метасоматически замещает магнетит, развивается в виде нитеобразных прожилков по спаянности и в виде каемок по периферии его зерен и выделений.

Другая разновидность гипергенного гематита в виде пленок встречается на зеркалах скольжения в хлоритизированных породах. Скрытокристаллический гематит, вероятно, образуется при

окислении перетертого магнетита, пирита и халькопирита. На зеркалах скольжения с примазками растертого гематита развиты прожилки гипса.

Гётит и лепидокрокит развиты в зоне окисления медно-молибденовых месторождений. Первый встречается повсеместно, а второй редко. Они образуются метасоматически или заполняют трещины в породах.

Псевдоморфозы гётита наблюдаются по халькопириту, борниту, молибдениту, повеллиту, ферримолибдиту, ярозиту. Пирит замещается лепидокрокитом и гётитом. По железистому доломиту, биотиту и другим темноцветным минералам образуется гётит. Наблюдаются брекчии, в которых обломки породы, кварца или карбонатов сцементированы гётитом. На поверхности гётита развивается в виде бугорчатых ярко-красных тонких пленок гематит.

В лимонитизированных породах гидроокислы железа заполняют трещинки, поры; встречаются в виде корочек, дендритов и землистых масс. Последние имеют скрытокристаллическое и коллоидное строение. Нередко агрегаты гидроокислов железа разбиты трещинками дегидратации. На корочках лимонита отлагаются дендриты, пятна и корочки гидроокислов марганца, малахита, кальцита.

По данным спектральных и химических анализов, в гидроокислах железа установлено постоянное содержание молибдена. Таким образом, гидроокислы железа, и в первую очередь гётит, являются одной из минералогических форм нахождения окисного молибдена в рудах. Содержание молибдена в лимонитах не постоянное.

В каджаранских лимонитах установлено соотношение $Mo : Fe_2O_3 = 1 : 100$. Из других примесей в лимонитах присутствуют медь, марганец, кремний, алюминий, кальций, магний. В большинстве проб обнаружен титан.

Ярозит встречается в зоне окисления медно-молибденовых месторождений в больших количествах. По химическому составу он относится к натроярозиту. Корочки и охристые налеты натроярозита развиты на стенках трещин в каолинизированных породах. Иногда он выстилает пустотки, образовавшиеся при выщелачивании пирита. Ярозит постепенно замещается гётитом. По данным спектрального анализа, в ярозите присутствуют в виде примеси следующие элементы: натрий, молибден, медь, магний, кальций, кремний, алюминий, титан, ванадий и др.

Мелантерит имеет меньшее распространение по сравнению с халькантитом и встречается в одних и тех же участках. Корочки и волокнистые агрегаты мелантерита часто окружены желтыми железистыми охрами.

Фиброферрит наблюдается в ассоциации с мелантеритом и халькантитом и метасоматически замещает их. Он образует на корочках других сульфатов спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты из тонких игольчатых кристалликов. Встречаются также единичные разрозненные иголочки. Фиброферрит выделяется

позже халькантита и наблюдается в выработках, расположенных в верхних горизонтах зоны окисления.

Скородит встречается очень редко в окисленных рудах, где образует каемки и сетку по энаргиту в парагенезисе с оливенитом и гётитом.

Минералы селена и теллура

Эти минералы разделяются на две группы. Первая группа объединяет сульфиды (пирит, молибденит, халькопирит, борнит, галенит), в которых селен и теллур представляют собой изоморфную примесь и замещают серу в решетке минералов. Как показали химические анализы, содержание селяна и теллура в сульфидах измеряется сотыми и тысячными долями процента. Например, в пирите селена 0,001—0,008%, в халькопирите 0,003—0,1%, в молибдените 0,001—0,05%, в борните 0,007%, в галените 0,006%. Количество теллура измеряется меньшими цифрами. В пирите теллура 0,0004—0,007%, в халькопирите 0,0009—0,003%, в молибдените 0,0008—0,003%, в борните 0,004%, в галените 0,001—0,005%. Как видно из приведенных данных, в молибдените наиболее высокое содержание селена и теллура.

Вторая группа минералов — это теллуриды и селениды свинца, серебра и меди, которые были установлены при детальных микроскопических исследованиях в кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации. Были обнаружены следующие минералы теллура: самородный теллур, алтаит и гессит. Как показывают исследования, теллуриды слагают мелкие выделения и прожилки в галените, халькопирите и теннантите, реже в сфалерите и пирите пятой минеральной ассоциации (см. рис. 69). Возможно, что теллуриды заканчивают минерализацию в этой стадии.

Алтаит встречается в галените и теннантите в виде овальных, изометричных и прожилкообразных выделений величиной в сотые и тысячные доли миллиметра. Нередко алтаит развивается по трещинам спайности в галените. Алтаит замещает галенит.

Гессит образует небольшие выделения в алтаите. Метасоматически замещает алтаит.

Самородный теллур развит в виде нитеобразных прожилочков и округлых выделений в алтаите и гессите.

В литературе имеются сообщения (Твалчрелидзе, 1948) о наличии селенидов (умангита и эвкайрита) в молибденит-кварцевых жилах месторождения Парагачай. Перечисленные минералы были встречены в халькопирите и сфалерите IV и отлагаются позже галенита, сфалерита, теннантита и халькопирита. Н. Д. Синдеева (1958) на основании детальных геохимических и минералогических исследований медно-молибденовых руд сделала вывод о том, что селен в этих рудах присутствует исключительно в качестве изоморфной примеси и поэтому селениды в этом типе руд не образуются. Наоборот, теллур лишь в незначительной части рассеи-

пирита, а также изометричные стяжения. Мономинеральные прожилки пирита VI пересекаются прожилками доломита.

Характерны кристаллобласты пирита, образовавшиеся в несколько стадий. Одни из них возникли при перекристаллизации мелкозернистого пирита и марказита, другие — при перекристаллизации крупнозернистого, раздробленного пирита, третьи — в виде мелких кубиков при перекристаллизации железистого сфалерита.

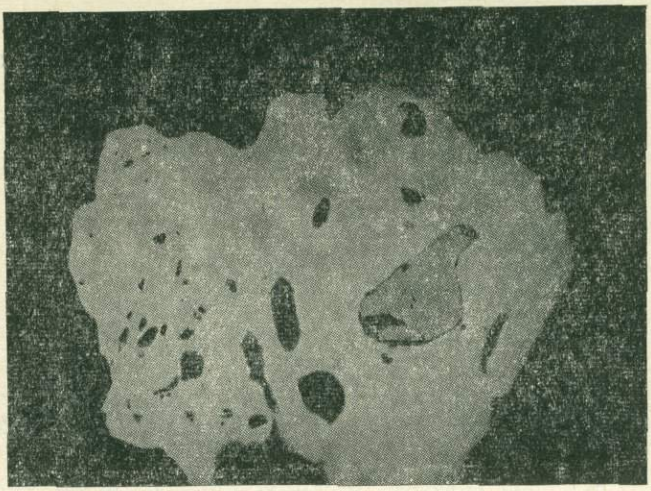


Рис. 53. Метакристаллы пирита I с реликтами породообразующих минералов (черное). В пирите развиты мелкие выделения пирротина (светло-серое). Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 300

Пирротин в медно-молибденовых рудах встречается очень редко и представлен двумя генерациями. Он развит в виде мельчайших зерен (0,01—0,05 мм), приуроченных к участкам пирита I. Включения его в пирите имеют неправильную форму и прямые границы (рис. 53). Он образует также реликты в агрегате тонкозернистого марказита.

Арсенопирит представлен мелкими зернами в виде ромбиков и прямоугольников в полях халькопирита II. В рудах встречается в небольших количествах.

Марказит имеет в медно-молибденовых рудах незначительное распространение. Выделяются две генерации: гипогенный и гипергенный. Гипогенный марказит слагает прожилки, таблитчатые зерна в раннем пирите, халькопирите и кварце.

Гипергенный марказит развивается по пирротину в виде каемок скрытокристаллического строения по периферии и тонких прожилков по трещинкам выделений.

Магнетит образует вкрапленность, прожилки и гнездо- или линзообразные скопления в интрузивных породах, кварцевых жилах, роговиках и скарнах.

Повышенные содержания магнетита наблюдаются в эндо- и экзоконтакте гранитоидных интрузивов (Анкаванского и Конгуро-Алангезского). Количество минерала колеблется от долей до нескольких процентов. Редко встречаются небольшие участки, в которых содержание магнетита достигает 60—80%. В зоне окисления магнетит замещается мартитом.

Постмагматический магнетит представлен двумя генерациями. Магнетит I встречается в роговиках или в ороговикованных порфиритах; представляется зернами неправильной изометричной или удлиненной формы; последние вытянуты параллельно полосчатости в роговиках и слагают прожилки, полоски и линзочки. Размер зерен измеряется сотыми долями миллиметра. В прожилках магнетит иногда срастается с кварцем и халькопиритом.

Магнетит II наблюдается в сильно измененных монцонитах, сиенит-гранитах и в кварц-сульфидных жилах и прожилках и замещает пирит I генерации или же образует вкрапленность мелких, изометричных зерен в измененных породах, или же слагает тонкие прожилки с кварцем и гематитом. Иногда развиты крупные гнезда и полоски магнетита в монцонитах (Каджаран — участки Давачи и Центральный; Агарак — Центральный участок). Такие скопления магнетита пересекаются прожилками молибденита II и халькопирита III.

Гематит в рудах встречается гипогенный и гипергенный. Гипогенный гематит представлен двумя генерациями.

Гематит I слагает вкрапленность, полоски, прожилки и линзочки в эпидотизированном роговике (Каджаран, левобережье р. Вохчи). Пластинки гематита (размер 1—10 мм в поперечнике) слагают прожилки — полоски протяжением до 2 см, расположенные параллельно полосчатости в роговиках. Пластинки гематита срастаются со среднезернистым эпидотом. Обычно в роговиках встречается средне- и крупнопластинчатый гематит.

Гематит II — мелкозернистый, развивается по раннему пириту I и II в виде тонкопластинчатых выделений или заполняет промежутки между кристаллами пирита. Гематит образует радиально-лучистые скопления в нерудных минералах. Встречаются прожилки кварца с гематитом и магнетитом. Выделения гематита пересекаются прожилками молибденита, халькопирита, карбонатов и позднего кварца. Очень редко наблюдаются псевдоморфозы магнетита по гематиту.

Гематит гипергенный метасоматически замещает магнетит, развивается в виде нитеобразных прожилков по спаянности и в виде каемок по периферии его зерен и выделений.

Другая разновидность гипергенного гематита в виде пленок встречается на зеркалах скольжения в хлоритизированных породах. Скрытокристаллический гематит, вероятно, образуется при

окислении перетертого магнетита, пирита и халькопирита. На зеркалах скольжения с примазками растертого гематита развиты прожилки гипса.

Гётит и лепидокрокит развиты в зоне окисления медно-молибденовых месторождений. Первый встречается повсеместно, а второй редко. Они образуются метасоматически или заполняют трещины в породах.

Псевдоморфозы гётита наблюдаются по халькопириту, борниту, молибдениту, повеллиту, ферримолибдиту, ярозиту. Пирит замещается лепидокрокитом и гётитом. По железистому доломиту, биотиту и другим темноцветным минералам образуется гётит. Наблюдаются брекчии, в которых обломки породы, кварца или карбонатов сцементированы гётитом. На поверхности гётита развивается в виде бугорчатых ярко-красных тонких пленок гематит.

В лимонитизированных породах гидроокислы железа заполняют трещинки, поры; встречаются в виде корочек, дендритов и землистых масс. Последние имеют скрытокристаллическое и коллоидное строение. Нередко агрегаты гидроокислов железа разбиты трещинками дегидратации. На корочках лимонита отлагаются дендриты, пятна и корочки гидроокислов марганца, малахита, кальцита.

По данным спектральных и химических анализов, в гидроокислах железа установлено постоянное содержание молибдена. Таким образом, гидроокислы железа, и в первую очередь гётит, являются одной из минералогических форм нахождения окисного молибдена в рудах. Содержание молибдена в лимонитах не постоянное.

В каджаранских лимонитах установлено соотношение $Mo : Fe_2O_3 = 1 : 100$. Из других примесей в лимонитах присутствуют медь, марганец, кремний, алюминий, кальций, магний. В большинстве проб обнаружен титан.

Ярозит встречается в зоне окисления медно-молибденовых месторождений в больших количествах. По химическому составу он относится к натроярозиту. Корочки и охристые налеты натроярозита развиты на стенках трещин в каолинизированных породах. Иногда он выстилает пустотки, образовавшиеся при выщелачивании пирита. Ярозит постепенно замещается гётитом. По данным спектрального анализа, в ярозите присутствуют в виде примеси следующие элементы: натрий, молибден, медь, магний, кальций, кремний, алюминий, титан, ванадий и др.

Мелантерит имеет меньшее распространение по сравнению с халькантитом и встречается в одних и тех же участках. Корочки и волокнистые агрегаты мелантерита часто окружены желтыми железистыми охрами.

Фиброферрит наблюдается в ассоциации с мелантеритом и халькантитом и метасоматически замещает их. Он образует на корочках других сульфатов спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты из тонких игольчатых кристалликов. Встречаются также единичные разрозненные иголочки. Фиброферрит выделяется

позже халькантита и наблюдается в выработках, расположенных в верхних горизонтах зоны окисления.

Скородит встречается очень редко в окисленных рудах, где образует каемки и сетку по энаргиту в парагенезисе с оливенитом и гётитом.

Минералы селена и теллура

Эти минералы разделяются на две группы. Первая группа объединяет сульфиды (пирит, молибденит, халькопирит, борнит, галенит), в которых селен и теллур представляют собой изоморфную примесь и замещают серу в решетке минералов. Как показали химические анализы, содержание селяна и теллура в сульфидах измеряется сотыми и тысячными долями процента. Например, в пирите селена 0,001—0,008%, в халькопирите 0,003—0,1%, в молибдените 0,001—0,05%, в борните 0,007%, в галените 0,006%. Количество теллура измеряется меньшими цифрами. В пирите теллура 0,0004—0,007%, в халькопирите 0,0009—0,003%, в молибдените 0,0008—0,003%, в борните 0,004%, в галените 0,001—0,005%. Как видно из приведенных данных, в молибдените наиболее высокое содержание селена и теллура.

Вторая группа минералов — это теллуриды и селениды свинца, серебра и меди, которые были установлены при детальных микроскопических исследованиях в кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации. Были обнаружены следующие минералы теллура: самородный теллур, алтаит и гессит. Как показывают исследования, теллуриды слагают мелкие выделения и прожилки в галените, халькопирите и теннантите, реже в сфалерите и пирите пятой минеральной ассоциации (см. рис. 69). Возможно, что теллуриды заканчивают минерализацию в этой стадии.

Алтаит встречается в галените и теннантите в виде овальных, изометричных и прожилкообразных выделений величиной в сотые и тысячные доли миллиметра. Нередко алтаит развивается по трещинам спайности в галените. Алтаит замещает галенит.

Гессит образует небольшие выделения в алтаите. Метасоматически замещает алтаит.

Самородный теллур развит в виде нитеобразных прожилочков и округлых выделений в алтаите и гессите.

В литературе имеются сообщения (Твалчрелидзе, 1948) о наличии селенидов (умангита и эвкайрита) в молибденит-кварцевых жилах месторождения Парагачай. Перечисленные минералы были встречены в халькопирите и сфалерите IV и отлагаются позже галенита, сфалерита, теннантита и халькопирита. Н. Д. Синдеева (1958) на основании детальных геохимических и минералогических исследований медно-молибденовых руд сделала вывод о том, что селен в этих рудах присутствует исключительно в качестве изоморфной примеси и поэтому селениды в этом типе руд не образуются. Наоборот, теллур лишь в незначительной части рассеи-

вается в сульфидах, образуя собственные минералы теллура — преимущественно алтаит, гессит и тетрадимит. Отложения теллуридов свинца и серебра, по ее данным, приурочены к поздним стадиям минерализации.

Минералы цинка и свинца

В медно-молибденовых рудах эти минералы имеют второстепенное значение, а в некоторых месторождениях, как, например, Агарак, Анкаван и Личк, развиты очень редко. Сфалерит и галенит встречаются в ассоциации с халькопиритом и блеклой рудой, пиритом, самородным золотом, аргентитом, кварцем и кальцитом.

Соотношение сфалерита и галенита различное. Как правило, сфалерита всегда больше галенита, но в некоторых галенит-сфалеритовых прожилках, встреченных на Дастакерте, Каджаране, Айгедзоре, Парагачае, галенит преобладает над сфалеритом. Наблюдались чисто галенитовые прожилки с примесью халькопирита, тетраэдрита и аргентита (месторождения Каджаран и Парагачай).

Галенит-сфалеритовые прожилки мощностью до 2—3 см пересекают гидротермально измененные породы, жильный кварц, молибденит, халькопирит и пирит ранних генераций. Иногда галенит и сфалерит служат цементом в тектонических брекчиях.

На месторождении Айгедзор и Парагачай галенит-сфалеритовые прожилки встречены в смятых и раздробленных породах на контакте с кварцевыми жилами.

Сфалерит в медно-молибденовых рудах промышленного значения не имеет. Среднее содержание его измеряется десятыми долями процента, а в галенит-сфалеритовых прожилках повышается до 30% и выше. Он развит в халькопирите в виде мелких неправильных выделений или в виде прожилков в жильном кварце и породе.

В рудах сфалерит представлен разновидностями черного, серого и медово-желтого цвета.

В медно-молибденовых рудах выделяется пять генераций сфалерита.

Сфалерит I — мелкозернистый, образует мелкие, неправильной формы выделения в халькопирите I, реже в пирите. Размеры его выделений колеблются от 0,01 до 0,1 мм.

Сфалерит II — мелкозернистый, встречается в крупнозернистом халькопирите II и, вероятно, представляет продукт распада твердого раствора халькопирит + сфалерит. Наблюдается в молибденит-кварцевых прожилках и жилах.

Сфалерит III — мелкозернистый, встречается в виде мелких, неправильной формы выделений в халькопирите III. Размеры выделений — сотые доли миллиметра.

Сфалерит IV — мелкозернистый, встречается в рудной брекчии, сложенной обломками пирита, кварца и халькопирита с кварц-энаргитовыми и энаргитовыми прожилками и каемками (месторождение Каджаран, шт. Капитальная)

Сфалерит V — средне- и крупнозернистый, встречается в полиметаллической руде в ассоциации галенита, кварца, халькопирита, теннантита, тетраэдрита, самородного золота, аргентита, алабандина, кальцита, родохрозита, теллуридов свинца и серебра.

Форма зерен его изометрическая или неправильная. Размеры их до 1—2 см, чаще развиты зерна в 1,0 мм. Они имеют однородное внутреннее строение, но встречаются также зерна с зональным внутренним строением и двойниками роста.

В сфалерите без признаков катаклаза развиты эмульсионные выделения халькопирита, в перекристаллизованном сфалерите наблюдались выделения мелкозернистого пирита и алабандина.

В некоторых участках рудного поля выделения сфалерита сильно раздроблены. Обломки обычно сцементированы поздним кварцем, карбонатами, теннантитом, халькопиритом, энаргитом и галенитом.

По данным спектральных анализов, в сфалерите IV встречено большое количество элементов-примесей, из которых железо, марганец, кадмий, индий и медь представляют изоморфную примесь, а остальные входят в состав минералов, образующих включения или реликты в сфалерите. В табл. 16 приведен химический анализ сфалерита.

Таблица 16

Химический анализ (в вес. %) сфалерита IV (Месторождение Каджаран)

Элементы	Обр. 3726	Обр. 1784 а	Обр. 1784 б
Zn	65,72	57,40	53,20
Fe	0,72	2,63	3,32
Pb	0,20	4,49	4,49
S	32,30	32,15	30,01
Нерастворимый остаток	1,20	1,12	8,25
Сумма	99,74	97,79	99,54
В пересчете на минеральный состав (в %):			
сфалерита	97,95	85,55	79,30
галенита	0,23	5,19	5,19
пирита	1,51	5,73	7,13
Сумма	99,69	96,47	91,62
Дефицит S	0,76	—	0,60
Избыток S	—	0,24	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории МГРИ: аналитики О. Г. Струков и И. М. Бендер

Смитсонит обнаружен в окисленных полиметаллических рудах на месторождениях Каджаран и Дастакерт. Он развит очень редко в виде тонких корочек по трещинкам в сфалерите V. Смитсонит встречается также в галенит-сфалеритовых прожилках месторождения Дастакерт.

Каламин встречен в окисленных полиметаллических прожилках, которые заполняют трещины в кварцевой жиле 6 (Каджаран, штольня 32). Корочки натечного каламина заполняют пустотки выщелачивания в кварце. Сульфиды (пирит, галенит и сфалерит) в этих участках раздроблены, окислены и частично выщелочены.

Галенит в рудах встречается очень редко и промышленного значения не имеет. Количество галенита в рудах составляет десятые и сотые доли процента. В полиметаллических прожилках его содержание достигает 10—20%. В рудах уверенно выделяются три генерации галенита, встречающиеся в различных парагенетических минеральных ассоциациях (см. рис. 69).

Галенит I — мелкозернистый, встречается в виде неправильных или овальных выделений в халькопирите I, II, III. Размер выделений галенита измеряется сотыми или тысячными долями миллиметра, и обычно они развиваются между зернами халькопирита или между зернами халькопирита и сфалерита, халькопирита и блеклой руды. Границы прямые или зазубренные.

Галенит II — мелкозернистый, встречается очень редко в кварцево-энаргитовых и теннантит-энаргитовых прожилках. Он образует в теннантите IV выделения неправильной формы и заполняет промежутки между зернами энаргита и теннантита. В галените встречаются реликты энаргита и теннантита.

Галенит III — среднезернистый, слагает полиметаллические прожилки в медно-молибденовом штокверке. Характерной особенностью галенита III является обособление в мономинеральные агрегаты, размеры которых достигают 2—3 см в сечении. Форма мономинеральных агрегатов галенита неправильная, прожилковая или линзообразная. Он часто корродирует и замещает сфалерит и теннантит или заполняет трещины в этих минералах. Форма зерен неправильная. Размеры колеблются от 0,03 до 0,06—0,3 мм. В участках смятого галенита наблюдается вытянутость зерен в полоски. В галените развиты включения кварца, халькопирита, тетраэдрита, аргентита, алтаита, гессита, а также реликты сфалерита, теннантита, молибденита, кварца, пирита и халькопирита. Галенит III пересекается прожилками доломита и халцедона.

Химические анализы галенита III (табл. 17) и микроскопические исследования в отраженном свете показывают наличие в нем тонких включений сфалерита, халькопирита и блеклой руды.

Англезит очень редко встречается в окисленных галенит-сфалеритовых агрегатах. Развивается по галениту в виде тонких каемок, нитеобразных прожилков и решетки. В прожилках англезита наблюдаются мелкие выделения ковеллина.

Таблица 17

Химический анализ (в вес. %) галенита III

Элементы	Месторождение Каджаран		Месторождение Парагачай	Месторождение Дастакерт
	Обр. 3737	*Обр. 3603*	*Обр. 3353*	*Обр. 574*
Pb	84,84	84,32	84,32	85,00
Zn	0,86	0,08	0,68	0,30
Fe	0,21	0,45	0,10	0,12
Cu	0,20	0,43	0,14	0,21
S	13,53	13,73	13,50	13,49
Нерастворимый остаток	0,35	0,52	0,76	0,50
Сумма	99,99	99,53	100,50	99,62
В пересчете на минеральный состав (в %):				
галенита	97,97	97,37	97,37	98,15
сфалерита	1,28	0,12	1,01	0,45
халькопирита	0,59	1,25	0,40	0,60
Сумма	99,84	98,89	98,78	99,20
Избыток Fe	0,03	—	—	—
Дефицит Fe	—	—	0,02	0,06
Избыток S	—	0,12	—	—
Дефицит S	—	—	0,02	0,02
Недостаток S	0,23	—	—	—

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории МГРИ: аналитик О. Г. Струков.

Церуссит встречен в галенит-сфалеритовых прожилках на месторождениях Каджаран и Дастакерт. Он замещает галенит и англезит в виде прожилков и каемок.

Минералы марганца: сульфиды — алабандин; окислы — лампадит, псиломелан, пиролюзит.

Алабандин на месторождении Дастакерт впервые обнаружен и описан К. А. Карамяном (1957 г.). Минерал встречается в жилах и прожилках в ассоциации с манганокальцитом и родохрозитом. Из других сульфидов в прожилках развиты халькопирит, сфалерит, галенит, мельниковит.

Лампадит (медистый псиломелан-вад) и пиролюзит развиты в виде плотных корочек, дендритов, почек и землистых масс черного цвета на стенках трещин в лимонитизированных и каолинизированных вмещающих породах. Марганцовые минералы имеют колломорфное скрытокристаллическое, гелевое и реже радиально-лучистое строение. Наибольшим распространением пользуется лампадит. Химическим анализом были исследованы корочки лампади-

та, срастающиеся с карбонатными полосками (табл. 18). Как показали результаты исследований, такие корочки сложены лампадитом, кальцитом или арагонитом.

Таблица 18

Химический состав черных марганцовых корочек, перемежающихся с кальцитом (Каджаран, карьер, уступ 2245 м)

Окислы	Содержание, вес. %	Молекулярное количество	Отношение молекулярных количеств
Нерастворимый остаток (Al_2O_3, SiO_2, FeO_3)	3,30		
MnO_2	31,62	0,45	1
CuO	8,46	0,10	0,2
H_2O^+	7,47	0,41	1
H_2O^-	5,76	0,32	
BaO	0,23		
CaO	25,01	0,44	0,451
MgO	0,72	0,011	
П. п. п. (CO_2)	17,28	0,4	1
Fe_2O_3	0,29		
Co	0,01		
Сумма	100,15		

Примечания. 1. Анализ выполнен в геохимической лаборатории МГРИ; аналитик М. О. Степпан.
2. Пересчеты на минералы: MnO_2. $^1/_2CuO \cdot H_2O$; $CaCO_3$.
3. В анализе лампадита MnO не обнаружен.

Плотный лампадит образует срастание с халцедоном. В массе псиломелана встречаются радиально-лучистые агрегаты пиролюзита. Толщина корочек марганцовых минералов измеряется от 1—3,5 мм, редко до 10 мм.

Гидроокислы марганца, по данным спектрального анализа, характеризуются постоянным содержанием примесей таких металлов, как медь, кобальт, никель, молибден, железо, кальций, магний, титан и ванадий. В них развит кремний в виде халцедона.

В соответствии с данными термического анализа (рис. 54) высокотемпературный эндотермический эффект 800—900° С (на дифференциальной кривой нагревания *1*) обусловлен диссоциацией примеси кальцита (содержание CO_2 равно 17,28%).

Низкотемпературные эндотермические эффекты (100—200 и 250—350° С) обусловлены удалением воды из марганцовой руды, составляющей образцы. Минерал, судя по температурам и характеру эффектов, по-видимому, относится к гидрогаусманитам (Е. Я. Роде, «Кислородные соединения марганца», Изд-во АН СССР, 1952 г.).

Минералы висмута в медно-молибденовых рудах встречаются в виде микроскопических выделений висмутина, висмута самородного, виттихенита, эмплектита и галеновисмутина. Из них широким распространением пользуется виттихенит (см. рис. 69). Минералы висмута, как правило, приурочены к агрегатам кварц-халькопиритовой ассоциации. На месторождении Анкаван висмутовые минералы в медно-молибденовых рудах впервые были установлены и подробно описаны Г. О. Пиджяном и А. И. Карапетяном (1963).

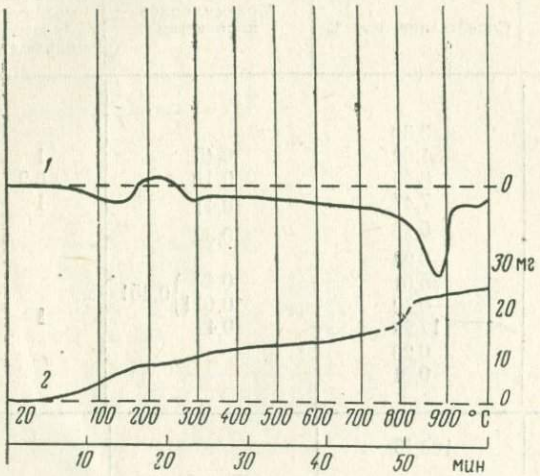


Рис. 54. Термограмма лампадита. Месторождение Каджаран, карьер, уступ 2245, обр. 3020, навеска 86,3 мг; 23,8 мг = 27,57%
1— кривая нагревания; *2*— кривая изменения веса

Виттихенит и эмплектит тесно срастаются друг с другом и встречены в медно-молибденовых рудах всех месторождений Армении в количестве от 0,01%, реже до 0,1%. Виттихенит всегда преобладает над эмплектитом. Они образуют срастания с халькопиритом III, реже развиты в энаргите I, борните I и халькозине I. Интенсивно замещают халькопирит. Часто минералы приурочены к границам между рудными минералами, или к границам рудного и нерудного минералов, или заполняют промежутки между зернами халькопирита III. Оба минерала образуют тесные срастания друг с другом. Эмплектит слабо корродирует виттихенит.

Галеновисмутит встречается очень редко в виде среднезернистых агрегатов и единичных игольчатых кристаллов, срастающихся с халькопиритом III и висмутином. Границы между минералами зазубренные, что указывает на более позднее выделение галеновисмутита. Количество минерала в медно-молибденовой руде измеряется сотыми долями процента.

Висмутин был установлен под микроскопом в виде прожилкообразных выделений в медно-молибденовых рудах. Образует редкие включения в агрегатах халькопирита III. В прожилках висмута встречен *самородный висмут*. Иногда самородный висмут образует выделения округлой или овальной формы или прожилочки в халькопирите III.

Минералы золота и серебра — самородное золото, электрум, самородное серебро и сульфиды.

Самородное золото встречается в рудах всех исследованных медно-молибденовых месторождений. В сульфидных рудах золото образует выделения округлой, или неправильной, или ветвистой и нитеобразной формы в пирите, халькопирите, борните, энаргите, теннантите и кварце (рис. 55). Размеры выделений самородного золота измеряются сотыми и тысячными долями миллиметра.

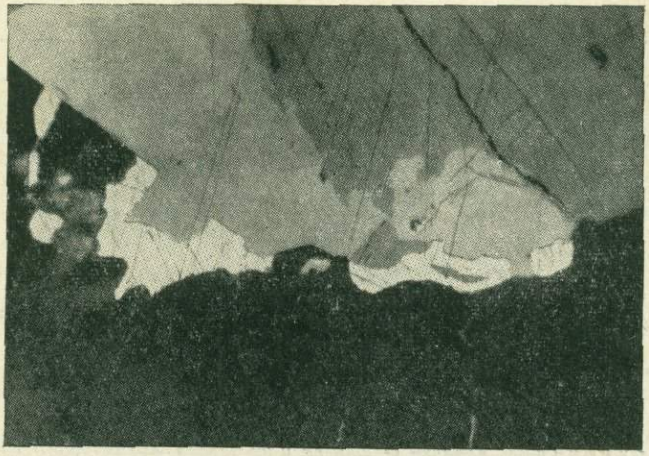


Рис. 55. Прожилкообразные выделения самородного золота I (белое) развиваются в промежутках между кварцем (черное), теннантитом III (светло-серое) и борнитом I (серое); последний разъедает теннантит. Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 320

В окисленных рудах гипергенное самородное золото наблюдалось в массе скрытокристаллического куприта, гётита и ковеллина, развивающихся по борниту и халькопириту. Генерации золота выделяются с трудом ввиду очень малого распространения этого минерала. Можно наметить две генерации гипогенного золота.

Золото I отлагалось с минералами кварц-халькопиритовой ассоциации и приурочено к халькопириту III и борниту I (см. рис. 69).

Золото II отлагалось в кварц-галенит-сфалеритовую ассоциацию и приурочено к среднезернистому теннантиту V и галениту III.

Гипергенное самородное золото отлагалось с минералами гётит-каолинитовой ассоциации (см. рис. 70).

В медно-молибденовых рудах также присутствует электрум, отличающийся от самородного золота цветом, отражательной способностью и высоким содержанием серебра.

Минералы серебра можно разделить на две группы. Первая группа представляет минералы, содержащие серебро в виде примеси. К этой группе относятся самородное золото, халькопирит,

сфалерит, галенит и блеклая руда — тетраэдрит и фрейбергит, в которых химическими анализами установлено содержание серебра в количестве 0,01—0,1% (табл. 19). Среднее содержание серебра в промышленных сульфидных медно-молибденовых рудах месторождений Каджаран и Агарак составляет 1—2 — 20,4 г/т.

Таблица 19

Результаты пробирного анализа на золото и серебро в рудных минералах

Минералы	Номер пробы	Месторождение	Навеска, г	Содержание, г/т	
				Au	Ag
Пирит I	2104	Каджаран, штольня 32	80,5	Нет	20,9
Пирит I	505	Агарак	19,6	»	6,12
Халькопирит II	3358	Парагачай	34,6	»	39,3
Халькопирит III	3763	Каджаран	39,8	»	33,16
Халькопирит III	10	Дастакерт	100,0	»	5,6
Медноколчеданная руда	3385	Айгедзор	36,0	»	46,6
Галенит IV	3737	Каджаран	29,5	»	126,9
»	3353	Парагачай	47,0	»	110,5
Сфалерит IV	3737	Каджаран	14,0	»	6280,5
»	1242	Дастакерт	20,0	»	26,0
Молибденит I	3775	Каджаран	21,7	»	12,9

Примечание. Анализы выполнены в пробирной лаборатории ЦНИГРИ.

Вторая группа объединяет собственные минералы серебра, такие, как аргентит, гессит, самородное серебро и штромейерит. Аргентит, гессит, а также галенит и фрейбергит встречены в галенит-сфалеритовых агрегатах.

Аргентит представлен гипогенной и гипергенной генерациями. Гипогенный аргентит встречен в среднезернистом галените III и теннантите V в виде выделений неправильной или овальной формы. Границы между аргентитом и сульфидами зазубренные. По-видимому, аргентит замещает галенит и теннантит. Размеры выделений измеряются сотыми и тысячными долями миллиметра.

Гипергенный аргентит встречен в рудах из зоны цементации в месторождениях Агарак и Каджаран. Образует срастания с халькозином и штромейеритом (см. рис. 70).

Штромейерит развит в блеклой руде в виде нитеобразных прожилков по трещинкам в парагенезисе с гипергенным халькозином.

Самородное серебро встречается двух генераций — гипогенной и гипергенной. Тонкие прожилочки самородного серебра обнаружены в участках первичного аргентита. В зоне цементации наблюдались с иммерсией мельчайшие (0,001 мм) выделения самородного серебра в виде прожилков по спайности в гипергенном халькозине.

Минералы вольфрама, бария, бора и кобальта. Из минералов вольфрама встречен шеелит, в жилах и прожилках крупнозернистого кварца с молибденитом (Каджаран). Мелкие изометричные, сильно раздробленные зерна его расположены между зернами кварца. По данным спектральных анализов, во всех пробах, взятых из молибденит-кварцевых жил и прожилков, установлен вольфрам в количестве от 0,01 до 0,1%. По данным химического анализа, содержание WO_3 равно 0,03%. Шеелит был обнаружен в окисленных сульфидных рудах в скарнах месторождения Анкаван (участок Дальний, Дамир-Магара), а также в протолочках из прожилков кварца.

Из минералов бора присутствует *турмалин* в гидротермально измененных монцонитах Каджарана. Он встречается очень редко в виде мелких тонкопризматических кристалликов, образующих включения в зернах жильного кварца и позднего апатита.

Из минералов бария был обнаружен *барит*. Последний очень редко встречается в окисленных рудах месторождения Каджаран в парагенезисе с малахитом и гипсом. Количество минерала измеряется десятыми и сотыми долями процента. Строение агрегатов мелкозернистое.

Линнеитом представлены минералы кобальта. Он редко встречается в медно-молибденовых рудах. Первое указание на наличие линнеита в медно-молибденовых рудах Дастакерта было сделано К. А. Карамяном (1954 г.). Линнеит был встречен М. П. Исаенко в кварцево-сульфидных жилах, расположенных в зоне смятия в порфировидных гранодиоритах и гранитах Каджарана.

Линнеит представлен изометричными или удлиненными зернами. Реже встречаются слабо корродированные зерна. Минерал образует срастания с пиритом II. Линнеит корродирует пирит или образует прожилкообразные выделения в нем. Иногда кристаллы линнеита заключены в халькопирите II.

Минералы титана в медно-молибденовых рудах подразделяются на две группы: окислы — титаномагнетит, рутил; силикаты — сфен.

Титаномагнетит является акцессорным минералом в рудовмещающих породах (в монцонитах, диоритах, габбро и в других). Количество его составляет от десятых долей процента до 1% и более. При травлении в $HCl_{конц}$ выявляется структура распада твердого раствора магнетит + ильменит.

Титаномагнетит в гидротермальных условиях изменяется, причем магнетит избирательно замещается пиритом, а пластинки ильменита превращаются в рутил и лейкоксен. В гидротермально измененных породах титаномагнетит превращен в агрегат пирита и рутила, или гематита и лейкоксена, или гематита и рутила.

Рутил развит в виде мелких неправильных зерен, а также кристаллов правильной формы, встречающихся в минералах различных парагенетических ассоциаций (см. рис. 69). Особенно большие скопления его наблюдались в экзоконтакте во вторичных кварцитах в районе месторождения Парагачай (Мовсесян, 1939).

Крупные кристаллы рутила I правильной формы с коленчатыми двойниками размером от 5 мм до 1 см и более встречаются в парагенезисе с кварцем, мусковитом, сфеном и андалузитом. Рутил образует друзы и прожилки в пустотах или развивается метасоматически.

Рутил II — мелкозернистый, образуется при разложении ильменита, титаномагнетита, биотита и полевых шпатов гидротермальными растворами. Освобождающийся титан вновь отлагался в виде мельчайших кристалликов рутила почти во всех минеральных ассоциациях, образовавшихся в послемагматический этап. Этот рутил встречен в кварце всех генераций, в анортоклазе, карбонатах, сульфидах, халькопирите, молибдените, сфалерите, в сериците, хлорите и эпидоте; он наблюдался в гипергенных минералах, например в хризоколле.

Сфен представлен в медно-молибденовых рудах выделениями четырех генераций.

Сфен I наблюдается в рудовмещающих породах в виде неправильных зерен размером от 0,1 до 1 мм, распределенных неравномерно. Краевые части этих зерен замещены лейкоксеном в виде тонких каемок.

Сфен II представлен крупными кристалликами размером до 1 см, которые встречаются в роговообманково-полевошпатовых пегматитах (Каджаран).

Сфен III встречается в виде прожилков в парагенезисе с крупнозернистым рутилом, кварцем, мусковитом и андалузитом в роговиках и вторичных кварцитах в районе месторождения Парагачай.

Сфен IV в парагенезисе с лейкоксеном образует псевдоморфозы по ильмениту, а также очень мелкие скопления в кварце, сериците, хлорите и в других гидротермальных минералах.

Минералы кремния

Кварц является наиболее распространенным жильным минералом. Он слагает жилы и прожилки, рассекающие породы, или метасоматически развивается по плагиоклазам в виде скоплений неправильной формы и проникает по тонким трещинкам между зернами породообразующих минералов. В жилах и прожилках кварц часто раздроблен и перекристаллизован.

Сульфиды обычно скопляются вдоль контактов кварцевых жил в виде прожилков и линзочек или концентрируются внутри прожилков и жил, заполняя жеодовые пустотки в центре их, поперечные трещинки и промежутки между зернами кварца. Во многих жилах кварц является главным жильным минералом и составляет до 98%. В рудах выделены девять генераций кварца (см. рис. 69, 70).

Кварц I — средне-мелкозернистый встречен в гнездах пирита I и в кварц-пиритовых прожилках. Его количество изменяется от 10 до 50%. Зерна его раздроблены и имеют волнистое угасание; заполняют промежутки между пиритом. Кварц содержит в боль-

шом количестве мельчайшие включения пирита и рутила и пронизан очень тонкими чешуйками серицита.

Кварц II — крупно- и среднезернистый, молочно-белый, слагает жилы, прожилки и участки неправильной формы во вмещающих породах. Он представлен округлыми, реже вытянутыми по оптической оси зернами, размером от 0,1—0,3 до 2—5 мм и более. Зерна более крупных размеров обычно развиты в центральной части прожилков и жил. Ближе к зальбандам кварц становится более мел-

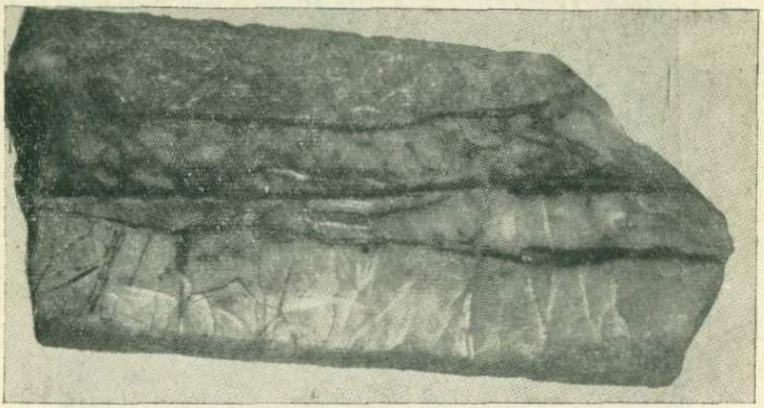


Рис. 56. Прожилок кварца II в измененном монцоните (вверху). Кварц сильно раздроблен. Трещинки заполнены молибденитом (черное) и доломитом (белое). Месторождение Каджаран, обр. 2352, скв. 139, глубина 53 м, нат. вел.

козернистым. Окварцованные участки пород обычно сложены средне- и мелкозернистым агрегатом кварца. Он сильно раздроблен и перекристаллизован (рис. 56). Внутри зерен развиты многочисленные мельчайшие включения серицита, рутила и сульфидов. В кварцевых жилах нередко встречаются обломки монцонита, диорита, гранодиорита.

В тектонических зонах жилы и прожилки кварца II (Айгедзор, Каджаран, Парагачай) раздроблены на обломки, смещенные относительно друг друга. Часто развиты брекчии, в которых обломки кварца сцементированы молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и карбонатами. Жилы и прожилки кварца II пересекаются в различных направлениях трещинами, которые заполнены сульфидами, поздним кварцем и карбонатами (рис. 57, *а*, *б*). В кварце, помимо друзовых пустот, развиты пустотки выщелачивания.

Разновидностью кварца II является розовый кварц, встреченный в участках кварцевых жил, сильно брекчированных и обогащенных пиритом и гематитом.

Кварц III — неравномернозернистый, серый, в переменных количествах встречен в агрегатах средне- и крупночешуйчатого

молибденита I или же образует срастания с мелкочешуйчатым биотитом. Обычно кварц развит в подчиненных количествах, а иногда отсутствует.

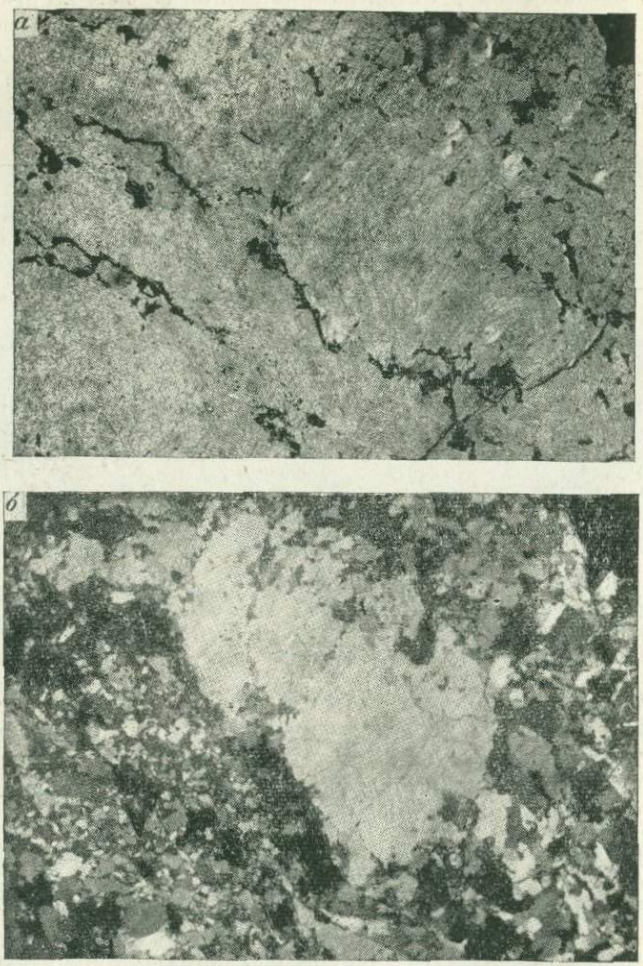


Рис. 57 Рудная брекчия. Жильный кварц II — обломки и сильно перекристаллизованный агрегат с прожилками молибденита (черное). Месторождение Каджаран, шт. Капитальная, жила 6; прозрачный шлиф, ув. 30, с одним николем (а), николи скрещены (б)

Кварц IV — среднезернистый, серый, гребенчатый или аллотриоморфный, образует срастания с мелкочешуйчатым молибденитом II, слагает молибденит-кварцевые агрегаты в виде вкраплений, гнезд и прожилков мощностью до 2 см.

Кварц V — серый и темно-серый, неравномернозернистый, идиоморфный и аллотриоморфный, встречается в переменных количествах в халькопиритовых и борнит-халькопиритовых прожилках и гнездах в ассоциации с серицитом, хлоритом и сульфидами.

Кварц VI — шестоватый, водяно-прозрачный, слагает кварц-энаргитовые прожилки мощностью до 0,2—0,3 мм и встречается в ассоциации с энаргитом, теннантитом, халькопиритом, галенитом и другими минералами. Количество его переменное: в одних прожилках он преобладает над энаргитом, в других имеет подчиненное распространение или отсутствует.

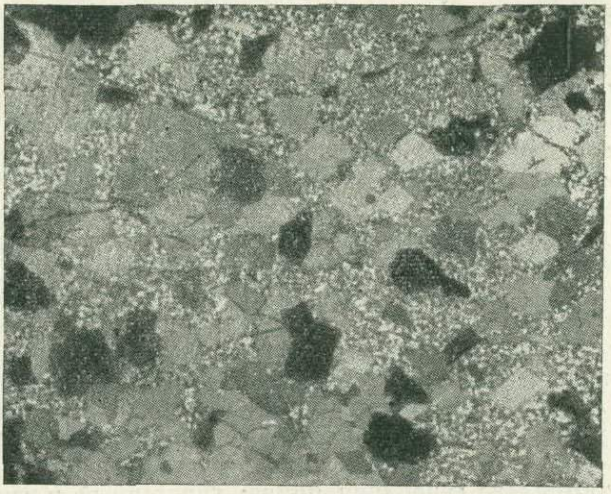


Рис. 58. Мелкозернистый кварц VIII замещает доломит II, проникая между его зернами. Месторождение Каджаран, скв. 256, прозрачный шлиф 3500 а, ув. 15, с анализатором

Кварц VII — среднезернистый, идиоморфный, водяно-прозрачный, слагает полиметаллические прожилки и развит в переменных количествах. Он образует срастания с такими минералами, как галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит и др.

Кварц VIII встречен в срастании с халцедоном, гидрослюдой, карбонатами и каолинитом. Он образует изометричные зерна величиной около 0,02 мм и шестоватые кристаллы. Мелкозернистый кварц развивается между зернами карбоната (рис. 58), образует псевдоморфозы по идиоморфным зернам доломита II. Кристаллы кварца заполняют жеодовые пустотки в карбонатных прожилках и жилах.

Кварц IX — гипергенный, встречен в зоне окисления. Он образует мелкие друзы в пустотках, покрытых гётитом. Внутри его зерен наблюдаются включения чешуек молибденита, комочков гётита.

Халцедон и кварцин встречаются в ассоциации с кварцем VIII и гидрослюдой в прожилках доломита, часто слагают их центральные части. Они заполняют также пустотки и трещинки в раннем кварце и карбонате; цементируют обломки рудовмещающих и дайковых пород, кварца и карбонатов. Образуют тонкозернистые, слабо поляризующие агрегаты величиной около 0,004—0,008 мм.

Кварцин встречается часто в рудах месторождения Каджаран. Его показатель преломления равен 1,53—1,544, и поэтому между ним и сопровождающим его кварцем VIII наблюдается заметная разница в рельефе (n кварца $\geqslant n$ кварцина). Кварцин образует тонкозернистые, лапчатые, веерообразно гаснущие агрегаты с положительным удлинением. Иногда он тонковолокнистый, с явным флюидальным сложением.

Халцедон встречается двух генераций — гипогенный и гипергенный. Кроме мелкочешуйчатых агрегатов с отрицательным удлинением к халцедону отнесено кремнистое вещество в виде почковидных агрегатов мельчайших округлых частичек с очень слабым двупреломлением. Показатель преломления около 1,537—1,544.

Гипогенный халцедон (см. рис. 69) образует вытянутые волоконца, радиально-лучистые агрегаты и розетки в доломите II, цементирует раздробленные зерна кварца и карбонатов.

Гипергенный халцедон развит в зоне окисления, в парагенезисе с лампадитом и гётитом (см. рис. 70). Он слагает прожилки до 2 см и более; под микроскопом представлен агрегатом тончайших изометричных частиц с очень слабым двупреломлением.

Опал голубой и серо-фиолетовый встречается сравнительно редко в рудах месторождений Каджаран, Анкаван, Айгедзор и Парагачай.

Выделяются две генерации опала: гипогенный и гипергенный. Опал гипогенный развит в доломитовой и доломит-халцедоновой ассоциациях. Он слагает прожилки до 2 см мощностью и колломорфные выделения. На трещинках в опале нарастают друзы кристалликов доломита III.

Гипергенный опал встречен в халцедон-лампадитовой ассоциации (см. рис. 70).

Минералы кальция, магния и железа

Карбонаты в изученных рудах и рудовмещающих породах представлены железистым доломитом, кальцитом, арагонитом, брейнеритом, сидеритом и родохрозитом.

Количество карбонатов в измененных боковых породах медно-молибденовых месторождений находится в прямой зависимости от содержания в породе железо-магнезиальных и кальцийсодержащих силикатов; так, например, на месторождении Каджаран, в рудовмещающих монцонитах карбонатизация проявлена с большей интенсивностью, чем в граносиенитах и гранодиорит-порфирах месторождения Агарак.

Для исследуемых карбонатов с отношением Mg и Fe в пределах от 3 до 7 были получены кривые нагревания из навесок 0,25 г при скорости нагревания 28 град/мин. Полученные кривые нагревания приведены на рис. 59. Кривые нагревания имеют характер известных в литературе кривых нагревания анкеритов. Резкий эндотермический эффект, при $t = 750—775°$ С обусловлен диссоциацией выделившихся при распаде молекулы железистого доломита $FeCO_3$ и $MgCO_3$, далее небольшой эндотермический эффект при $t = 800—830°$ С за счет химического воздействия образовавшихся FeO и $CaCO_3$ с образованием двухкальциевого феррита ($Ca_2 Fe_2O_5$). Термический эффект при $t = 930—940°$ С является следствием диссоциации $CaCO_3$ (А. В. Македонов, А. И. Цветков, 1957 г.)

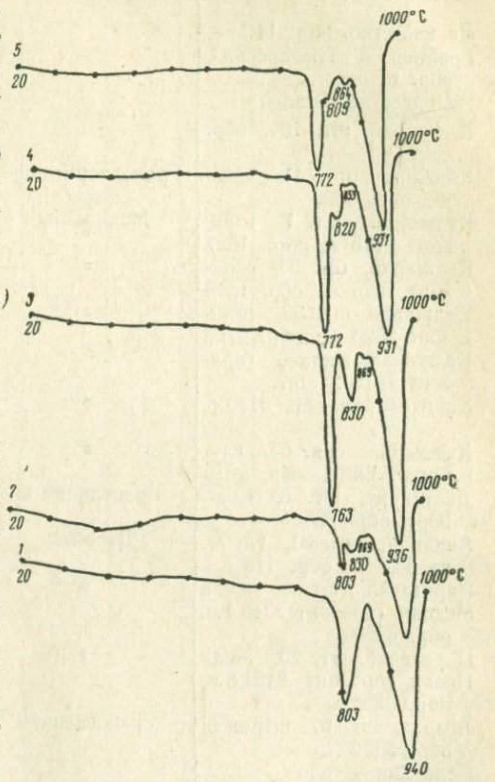


Рис. 59. Кривые нагревания железистого доломита

1— обр. 115 месторождение Анкаван, скв. 191, глубина 33 м. Железистый доломит II слагает прожилок в диорите; *2*— обр. 362, месторождение Анкаван, скв. 6, глубина 61,4 м. Железистый доломит II слагает прожилок в гидротермально измененном кварцевом диорите; *3*— обр. 6380, месторождение Каджаран, участок Давачи, шт. 41. Железистый доломит II слагает прожилок в гранодиорит-порфире; *4*— обр. 2927, месторождение Каджаран, шт. 38. Железистый доломит II розовато-серого цвета, среднезернистый, слагает прожилок до 5 см мощностью в порфировидном гранодиорите; *5*— обр. 2806, месторождение Каджаран, шт. 36, скв. 212, глубина 7,5 м. Железистый доломит II молочно-белого цвета, среднезернистый, слагает цемент в кварцевой брекчии

При сопоставлении полученных термограмм железистого доломита наблюдается увеличение второго эндотермического эффекта, по-видимому, связанное с увеличением количества Fe^{2+} в минерале (см. химический анализ в табл. 20). На всех полученных термограммах имеется слабый эндотермический эффект при $t = 860—880°$, который, по исследованиям Д. Кульпта, П. Кента и П. Керра (1951 г.), объясняется присутствием доломита.

Кривые нагревания образцов 604[6], 6224, 14 и 1105[6] (см. рис. 60) являются типичными кривыми нагревания чистого кальцита. Термограммы обр. 350 и 3019 представляют собой типичные термограммы арагонита.

Ниже приводится описание карбонатов в порядке их распространенности. Главнейшие свойства их показаны в табл. 20.

Таблица 20

Химический состав, удельный вес и оптические константы карбонатов

Место взятия, номер образца	Породы, вмещающие минеральные агрегаты карбонатов	Минерал	Химический состав, вес, %										Показатели преломления
			CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	MnO	CO_2	Al_2O_3	SiO_2	нерастворимый остаток	влага	сумма	
Эрцберг, Штирия, обр. 13		Магнезиальный анкерит[1]	27,84	9,53	18,77	—	—	43,86	—	—	—	—	100,0	n_0 — 1,721
Не известно, обр. 14		Анкерит[1]	27,1	5,4	23,5	—	1,5	42,7	—	—	—	—	100,2	—
Грейнер и Траверселла, обр. 8		Железистый доломит[1]	29,56	17,58	6,68	—	—	45,64	—	—	—	—	99,46	—
Не известно. Эталон		Доломит[1]	—	21,86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	n_0 — 1,679, n_e — 1,500
Каджаран, шт. 104, обр. 6329		Железистый доломит II	30,00	16,19	5,06	0,77	2,58	45,0	Не обн.	—	0,80	—	100,40	n_0 — 1,702, n_e — 1,519
Каджаран, шт. 41, Давачи, обр. 6380	Гранодиорит-порфиры	»	28,61	14,62	8,78	Не обн.	0,55	42 92	»	—	3,60	0,60	99,68	n_0 — 1,704, n_e — 1,522
Каджаран, шт. 1, горизонт 2175 *м*, обр. 1627	Монцониты	»	30,96	14,14	9,05	0,80	0,58	44,27	0,20	—	—	—	100	n_0 — 1,702, n_e — 1,522
Каджаран, шт. 34, горизонт 2075 *м*, обр. 1649	»	»	30,13	16,10	4,60	0,35	3,56	45,10	Не обн.	—	—	0,16 (при 105°)	100	n_0 — 1,618, n_e — 1,511
Каджаран, шт. 38, горизонт 2025 *м*, обр. 2720	»	»	27,20	15,91	4,72	—	0,16	42,27	1,35	—	8,9	0,16 (при 105°)	100,67	—
Каджаран, жила 6, горизонт 1875 *м*, шт. Капитальная, обр. 3170	»	Анкерит	28,61	16,95	5,12	Не обн.	0,72	43,77	0,80	—	4,20	0,16	100,33	—
Каджаран, скв. 65, глубина 55,6 *м*, обр. 2312	»	Железистый доломит II	24,80	14,60	4,26	—	0,16	33,03	1,07	—	17,23	0,15 (при 105°)	100,30	—
Дастакерт, шт. 6, Кош-Юрт, обр. 935	Гранодиориты	Железистый доломит II	29,35	15,30	8,56	—	0,5	45,27	0,38	0,12	0,72	—	100,20	n_0 — 1,707, n_e — 1,522
Анкаван, скв. 31, глубина 33,6 *м*, обр. 115	Диориты	»	31,63	15,28	6,79	0,19	0,37	43,84	Не обн.	—	1,68	Не обн.	99,78	n_0 — 1,702, n_e — 1,522
Парагачай, шт. 6, жила Медная, горизонт 2346,4 *м*, обр. 3360	»	»	29,82	11,19	10,82	0,66	0,29	42,96	0,62	—	3,92	0,12	100,40	n_0 — 1,710, n_e — 1,531
Парагачай, шт. 29, жила Новая, горизонт 2464,8 *м*, обр. 3352	»	»	Химический		анализ не производился									n_0 — 1,716, n_e — 1,531
Агарак, шт. 57, штрек 5, обр. 3326	Граносиениты	»	»		»		»	»	»	»	»			n_0 — 1,696, n_e — 1,509
Исландия. Эталон		Кальцит	»		»		»	»	»	»	»			n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Анкаван, шт. 3, обр. 193	Диориты	Кальцит II	54,70	0,16	—	0,22	0,02	42,98	0,23	—	1,12	Не обн.	99,43	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Анкаван, шт. 4, обр. 604-б	Диориты и гранодиорит-порфиры	»	Химический		анализ не производился									n_0 — 1,669, n_e — 1,489
Каджаран, обр. 6273	Монцониты	»	55,65	0,14	—	Следы	—	43,36	0,12	—	0,16	0,12	99,55	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Каджаран, карьер, южный склон, обр. 6224	»	»	Химический		анализ не производился									n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Дастакерт, ш. 5, обр. 1105[6]	Гранодиориты	Кальцит из карбонатно-сульфидного прожилка	44 85	7,00	1,60	1,20	0,20	41,08	—	—	4,20	—	100,13	n_0 — 1,672, n_e — 1,513
Айгедзор, шт. 50, горизонт 1127 *м*, обр. 3392	»	Кальцит I из рудной брекчии	Химический		анализ не производился									n_0 — 1,665, n_e — 1,494
Не известно. Эталон	»	Арагонит	»		»		»	»	»	»	»			n_0 — 1,686, n_e — 1,530
Каджаран, карьер, горизонт 2245 *м*, обр. 3019	Монцониты	Арагонит II	»		»		»	»	»	»	»			n_0 — 1,680, n_e — 1,531
Анкаван, скв. 6, глубина 12 *м*, обр. 350	Диориты	Арагонит I	»		»		»	»	»	»	»			n_0 — 1,686, n_e — 1,530

Место взятия, номер образца	Породы, вмещающие минеральные агрегаты карбонатов	Минерал	Минеральный состав, мол. количества MgO	FeO	MnO	CO_2	Mg : Mn	Mg : Fe	Уд. вес измер. при 20° С	Показатели преломления
Эрцберг, Штирия, обр. 13		Магнезиальный анкерит[1]	236	262	—	994,6	—	1 : 1	3,1	n_0 — 1,721
Не известно, обр. 14		Анкерит[1]	134	327	021	965	6,5 : 1	1 : 2,5	—	—
Грейнер и Траверселла, обр. 8		Железистый доломит[1]	436	0,93	—	1037	—	5 : 1	—	—
Не известно. Эталон		Доломит[1]	541	—	—	—	—	0	2,85+0,01	n_0 — 1,679, n_e — 1,500
Каджаран, шт. 104, обр. 6329		Железистый доломит II	402	071	037	1022,7	11 : 1	6 : 1	2,896	n_0 — 1,702, n_e — 1,519
Каджаран, шт. 41, Давачи, обр. 6380	Гранодиорит-порфиры	»	362	122	008	975,4	—	3 : 1	2,862	n_0 — 1,704, n_e — 1,522
Каджаран, шт. 1, горизонт 2175 *м*, обр. 1627	Монцониты	»	350	125	008	1006,1	—	3 : 1	2,898	n_0 — 1,702, n_e — 1,522
Каджаран, шт. 34, горизонт 2075 *м*, обр. 1649	»	»	399	064	051	1025,0	8 : 1	7 : 1	2,847	n_0 — 1,618, n_e — 1,511
Каджаран, шт. 38, горизонт 2025 *м*, обр. 2720	»	»	394	065	003	957	—	6 : 1	—	—
Каджаран, жила 6, горизонт 1875 *м*, шт. Капитальная, обр. 3170	»	Анкерит	419							
Каджаран, скв. 65, глубина 55,6 *м*, обр. 2312	»	Железистый доломит II	362	0,71	010	996	—	5 : 1	—	—
Дастакерт, шт. 6, Кош-Юрт, обр. 935	Гранодиориты	Железистый доломит II	379	0,59	003	864,3	—	5 : 1	—	—
Анкаван, скв. 31, глубина 33,6 *м*, обр. 115	Диориты	»	379	120	007	1029	—	4 : 1	2,923	n_0 — 1,707, n_e — 1,522
Парагачай, шт. 6, жила Медная, горизонт 2346,4 *м*, обр. 3360	»	»	278	095	006	999	—	4 : 1	2,920	n_0 — 1,702, n_e — 1,522
Парагачай, шт. 29, жила Новая, горизонт 2464,8 *м*, обр. 3352	»	»	Хими	150	004	975	—	2 : 1	2,916	n_0 — 1,710, n_e — 1,531
Агарак, шт. 57, штрек 5, обр. 3326	Граносиениты	»		ческий	анализ не производился				2,921	n_0 — 1,716, n_e — 1,531
Исландия. Эталон		Кальцит			»	»	»	»	2,845	n_0 — 1,696, n_e — 1,509
Анкаван, шт. 3, обр. 193	Диориты	Кальцит II	3,3						2,710	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Анкаван, шт. 4, обр. 604-б	Диориты и гранодиорит-порфиры	»	Хими	—	0,3	978	—	—	2,708	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Каджаран, обр. 6273	Монцониты	»	3,0	ческий	анализ не производился				2,699	n_0 — 1,669, n_e — 1,489
Каджаран, Карьер, южный склон, обр. 6224	»	»	Хими	—	—	987	—	—	2,712	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Дастакерт, ш. 5, обр. 1105[б]	Гранодиориты	Кальцит из карбонатно-сульфидного прожилка	—	ческий	анализ не производился				2,708	n_0 — 1,658, n_e — 1,486
Айгедзор, шт. 50, горизонт 1127 *м*, обр. 3392	»	Кальцит I из рудной брекчии	Хими	—	—	—	—	—	2,765	n_0 — 1,672, n_e — 1,513
Не известно. Эталон	»	Арагонит		ческий	анализ не производился				2,701	n_0 — 1,665, n_e — 1,494
Каджаран, карьер, горизонт 2245 *м*, обр. 3019	Монцониты	Арагонит II				»			2,947	n_0 — 1,686 n_e — 1,530
Анкаван, скв. 6, глубина 12 *м*, обр. 350	Диориты	Арагонит I				»			2,880	n_0 — 1,680, n_e — 1,531
						»			2,878	n_0 — 1,686, n_e — 1,530

[1] Систематика минералогии. 1953.

Железистый доломит (анкерит) имеет наиболее широкое распространение среди карбонатов.

Железо-магнезиально-кальциевые карбонаты в медно-молибденовых рудах по химическому составу, типичным кривым нагревания и другим свойствам относятся к группе железистого доломита. Из химических анализов следует, что в изучаемых карбонатах отношение Mg : Fe колеблется в пределах от 3 : 1 до 7 : 1, что характерно для железистого доломита. Устанавливается закономерное изменение их состава с глубиной в сторону доломита: увеличивается содержание MgO и уменьшается количество FeO (сравните химические анализы 1627, 2720, 3170 в табл. 20).

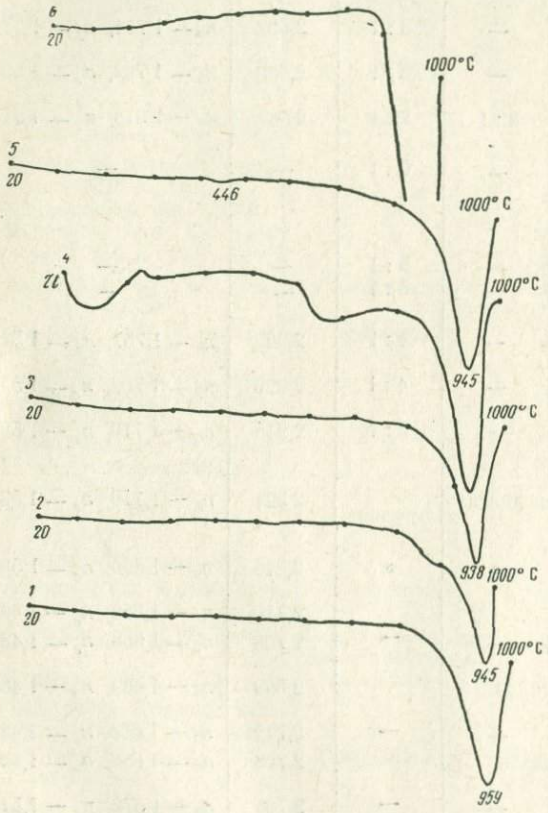


Рис. 60. Кривые нагревания кальцита и арагонита

1— обр. 604Б, месторождение Анкаван, шт. 4. Кальцит гипогенный, крупнозернистый, слагает прожилок мощностью в 2 см; *2*— обр. 6224, месторождение Каджаран. Кальцит гипергенный, слагает щетку кристаллов на трещинах в лимонитизированном и каолинизированном монцоните; *3*— обр. II, месторождение Анкаван, скв. 27, глубина 152 м. Кальцит гипогенный из прожилка в кварцевом диорите; *4*— обр. 1105*б*, месторождение Дастакерт, шт. 5. Кальцит магнезиальный, гипогенный, шестоватый из корочек на трещинках в кварцевом диорите; *5*— обр. 350, месторождение Анкаван, скв. 6, глубина 112 м. Арагонит гипогенный шестоватый из корочек на трещинках в кварцевом диорите; *6*— обр. 3019, месторождение Каджаран, карьер, горизонт 2245 м. Арагонит гипергенный слагает корочки мощностью до 12 мм на трещинах в лимонитизированном и каолинизированном монцоните

В рудах и измененных породах выделяются три генерации железистого доломита, отличающиеся друг от друга формой минеральных агрегатов, размерами зерен и парагенезисом минералов.

Доломит I — неравномернозернистый, образуется метасоматическим путем в процессе гидротермального изменения рудовмещающих пород (рис. 61). Он встречается в срастаниях с серицитом, альбитом, каолинитом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном, рутилом, гидрослюдами.

Доломит II — средне- и крупнозернистый, слагает прожилки и жилы мощностью от долей сантиметра до 2 м и больше; служит цементом в брекчиях и образует друзы кристаллов в пустотах; замещает кристаллы раннего кварца, при этом образуются псевдоморфозы.

Наибольшие скопления мономинеральных агрегатов доломита II наблюдаются в зонах смятия и дробления рудовмещающих пород, вдоль зальбандов дайковых пород и кварцевых жил. На месторождении Каджаран намечается увеличение количества доломита II с глубиной.

Рис. 61. Метасоматические прожилки доломита I заполняют трещины между выделениями плагиоклаза (белое) и халькопирита (черное). Месторождение Каджаран, шт. 1, прозрачный шлиф, ув. 46, без анализатора

Зерна минерала бесцветные и белые, с розоватым и желтоватым оттенком, размером от сотых долей до 10 мм в поперечнике; имеют разнообразные формы — ромбическую, призматическую, скаленоэдрическую, пластинчатую, шестоватую или неправильную, для большинства зерен характерно зональное строение. Зональность роста, хорошо различаемая после окрашивания минерала, нарушается и совсем исчезает в перекристаллизованных карбонатных агрегатах. Карбонатные прожилки и жилы заполняют трещины в рудовмещающих и дайковых породах, в жильном кварце и сульфидах.

Для карбонатных прожилков и жил (рис. 62) характерны резкие прямолинейные контакты, полосчатое и крустификационное строение. Мономинеральные агрегаты доломита II пересекаются карбонатно-халцедоновыми, халцедоновыми и халцедон-карбонат-

ными прожилками. Встречены брекчии, в которых обломки доломита II сцементированы халцедоном и доломитом III.

Доломит III — мелкозернистый, встречается в переменных количествах в кварц-халцедон-карбонатных прожилках в виде кристаллов с зональным строением и неправильных зерен с размерами от 0,03 до 0,3 мм в поперечнике.

В зоне окисления железистый доломит замещается гётитом или выщелачивается.

Кальцит по распространенности среди карбонатов стоит на втором месте после доломита. Гипогенный кальцит характеризуется обычными свойствами; в количественном отношении он значительно уступает доломиту. Как показали данные химического анализа (см. табл. 20), кальцит постоянно содержит примесь магния, железа, марганца и стронция. Марганцовистый кальцит был встречен на более глубоких горизонтах медно-молибденовых месторождений (Каджаран, горизонт 1875 м; Айгедзор, горизонт 1127 м). Выделены две генерации гипогенного кальцита.

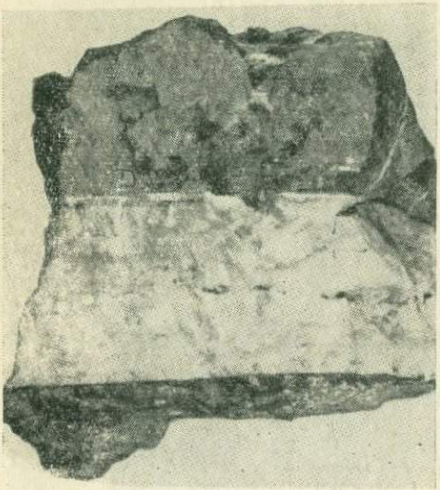


Рис. 62. Прожилок выполнения железистого доломита (белое) в рудной брекчии (темно-серое). Границы карбонатного прожилка прямолинейные. В центре прожилка жеодовые пустоты. Месторождение Каджаран, жила 6, шт. Капитальная, нат. вел.

Кальцит I является одним из жильных минералов в галенит-сфалерит-карбонатно-кварцевых прожилках и жилах. Очень редко развит кальцит II в ассоциации с доломитом и анкеритом.

Гипергенный кальцит представляет собой один из наиболее распространенных минералов (1—10%) в зоне окисления медно-молибденовых месторождений, где он встречается в виде корочек и прожилков мощностью от 0,1 до 10 мм, а также в виде друз в трещинах сильно лимонитизированных и каолинизированных пород, в срастании с каолинитом, гидроокислами железа и марганца, с арагонитом и др. Друзы мелкокристаллического кальцита были встречены на корочках малахита.

Вторичный кальцит распространяется в зоне окисления до глубины примерно 30—60 м от поверхности. Глубже этих горизонтов он сменяется гипергенным гипсом (Исаенко, 1956).

Арагонит по распространенности среди карбонатов стоит на третьем месте после доломита и кальцита. Установлен на месторождениях Каджаран и Анкаван. Представлен двумя генерациями.

Арагонит I — гипогенный, встречен в породах месторождения Анкаван. Образует корочки и радиально-лучистые скопления в трещинках, заполняет жеодовые пустотки в кальците и доломите, в позднем кварце и в рудовмещающих породах. Распространен в сульфидных рудах в верхних горизонтах месторождения.

Арагонит II — гипергенный, встречается в зоне окисления в виде корочек, полосок (мощность от десятых долей до 15 мм), чередующихся с полосками кальцита, медно-марганцевой руды и хризоколлы. Шестоватые кристаллы арагонита нарастают перпендикулярно к стенкам трещин. В полосках и прожилках арагонита наблюдаются реликты колломорфной текстуры.

Брейнерит — гипогенный, очень редко встречается в рудах месторождения Анкаван. Он образует срастания с доломитом, анкеритом и кальцитом в карбонатных прожилках мощностью до 10 см. Брейнерит образует агрегаты среднезернистого и гребенчатого строения.

Анкерит встречается очень редко в прожилках доломита II. Выделен по данным химического анализа (см. табл. 20).

Сидерит редко развит в карбонатных прожилках в срастании с доломитом II. Он замещает доломит II, развивается между его зернами и заполняет трещинки и промежутки в них, иногда образует каемки вокруг зерен магнетита и гематита.

Родохрозит, по данным К. А. Карамяна (1957 г.), очень редко встречается в полиметаллических прожилках месторождения Дастакерт в ассоциации с манганокальцитом, алабандином, мельниковит-пиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и халькопиритом; отлагается позже сульфидов.

Гипс и ангидрит обычно приурочены к участкам минерализованных раздробленных и рассланцованных горных пород. Выделяются две генерации гипса — гипогенный и гипергенный. Ангидрит установлен гипогенный.

Гипогенный гипс I встречен в парагенезисе с ангидритом. Мелкозернистый ангидрит и гипс слагают прожилки, жилы, линзы и гнезда мощностью до 25—50 см и протяженностью 3—5 м. Отлагаются как в трещинах, так и метасоматическим путем, замещая карбонаты, кварц и полевой шпат. Гипс встречается в ассоциации с гипогенным гётитом и ангидритом. В некоторых жилах он срастается с карбонатами, каолинитом, баритом и кварцем. Обычно агрегаты ангидрита развиты в центральной части жилы, а выделения гипса располагаются вдоль зальбандов. Гипс замещает ангидрит.

На медно-молибденовых месторождениях агрегаты гипса и ангидрита приурочены лишь к определенным участкам. Так, например, на месторождении Каджаран гипс наблюдается в его западной части, прилегающей к зоне Дебаклинского нарушения, где породы наиболее сильно раздроблены и рассланцованы вдоль висячего бока разлома. В этой части месторождения гипс прослеживается глубже 60—100 м и до уровня 250 м по вертикали (скв. 142, 143

на Центральном участке и др.), а в кернах скв. 212 он был встречен на глубине 513 м.

Гипс гипергенный развит в зоне окисления в сланцеватых и трещиноватых породах вдоль тектонических нарушений в парагенезисе с халькантитом, мелантеритом, брошантитом, малахитом и азуритом. Он наблюдается в трещинках лимонитизированных пород в виде прожилков и небольших друз.

Глинистые минералы

Каолинит и другие глинистые минералы представлены в медно-молибденовых рудах каолинитом, монтмориллонитом, аллофаном и галлуазитом. Последние три минерала являются гипергенными. Выделяются две генерации каолинита: гипогенный и гипергенный (см. рисунки 69, 70).

Каолинит I — гипогенный, широко распространенный минерал в измененных рудовмещающих породах почти всех медно-молибденовых месторождений Армении. Содержание его в породах месторождения Каджаран колеблется в значительных пределах — от 0—10% в мало измененных вмещающих породах до 50% в каолинизированных их разностях. Интенсивная каолинизация пород на месторождениях Каджаран, Агарак и Дастакерт наблюдается в сильно трещиноватых участках с повышенным содержанием вкрапленности и прожилков пирита. В результате развития процессов каолинизации рудовмещающие породы превращены в светлые, желтовато- и зеленовато-белые породы с тонкозернистой структурой. Гипогенный каолинит представлен агрегатом очень мелких листочков и чешуек размером 0,05—0,001 мм.

Каолинит метасоматически развивается по плагиоклазу, серициту, а также заполняет промежутки и трещинки дробления между зернами кварца и доломита I. Обычно каолинит встречается в парагенезисе с доломитом, серицитом, кварцем и гидрослюдами и замещает кристаллы плагиоклазов. Прожилки каолинита, мелкозернистого доломита и халцедона секут прожилки и участки кварца и сульфидов.

Каолинит II — гипергенный, образуется в зоне окисления при разложении полевых шпатов. Он слагает корочки и глинки трения по трещинкам и на зеркалах скольжения. Ассоциируется с гидрослюдой, гётитом, гипсом, кварцем, опалом, кальцитом, гидроокислами марганца. Вторичная каолинизация и лимонитизация пород пространственно тесно связаны. С глубиной каолинизация и лимонитизация пород затухают, но каолинизированные породы прослеживаются глубже нижней границы зоны лимонитизации.

По данным спектрального анализа, в гипогенном и гипергенном каолините наблюдаются постоянно примеси меди, молибдена, кальция, магния, железа, марганца, титана. Из второстепенных элементов встречаются стронций, барий, цинк, свинец, серебро, кобальт, никель, хром, ванадий, галлий и др. Содержание меди и мо-

либдена в глинках трения прямо пропорционально содержанию этих элементов в промышленных рудах (например, в глинках трения из молибдено-медного месторождения Агарак установлено повышенное содержание меди, а в глинках трения из медно-молибденового месторождения Каджаран — повышенное содержание молибдена). Такая закономерность содержаний меди и молибдена в глинках трения может являться одним из поисковых признаков.

Галлуазит встречается очень редко и в небольших количествах в виде корочек и почкообразных стяжений на стенках трещинок в лимонитизированных горных породах. Отличается плотным колломорфным строением.

Аллофан обнаружен в зоне окисления месторождения Дастакерт в виде почек и корочек на лимонитизированных породах. Тесно срастается с малахитом.

Монтмориллонит встречен в глинках трения сильно раздробленного, перемятого, каолинизированного и лимонитизированного монцонита (Каджаран, Центральный участок, карьер). Минерал наблюдается в парагенезисе с бейделлитом и гидрослюдой.

Слюды

Биотит и другие слюды развиты во вмещающих породах в переменных количествах. Установлены два генетических типа биотита — магматический и послемагматический.

Биотит магматический — крупночешуйчатый, постоянно встречается в слабо измененных гранитоидах в количестве от долей до 12%. Он кристаллизуется одним из последних и встречается в ассоциации с апатитом и титаномагнетитом.

Биотит I (рис. 63), II — метасоматический, средне- и мелкочешуйчатый, отлагается в послемагматический этап в измененных рудовмещающих породах (монцонитах, гранодиоритах, граносиенитах). Он образует скопления мелких листочков в зернах породообразующих минералов, но чаще развит совместно с кварцем в окварцованных монцонитах. Местами кварц-биотитовые агрегаты имеют форму линзочек, коротких прожилков и каемок мощностью до 2 см. Последние развиты вдоль сульфидно-кварцевых прожилков (молибденит-кварцевых и халькопирит-кварцевых). Наблюдается приуроченность чешуек молибденита I к участкам метасоматического анортоклаза, кварца и биотита I, а молибденита II — к выделениям мелкочешуйчатого биотита II.

Биотит метасоматический образует листочки размером от 0,02 до 0,1—0,3 мм; отличается от породообразующего биотита величиной чешуек, парагенезисом, а также формой и структурами агрегатов. Биотит интенсивно замещается хлоритом.

По данным спектрального анализа, в крупночешуйчатом биотите, отобранном из монцонитов и гранодиорит-порфиров, постоянно присутствуют примеси бария, титана, рубидия и лития. Медь

определена во всех пробах биотита в количестве 0,001—0,0001%. Молибден в них не установлен.

Серицит в рудовмещающих породах — весьма распространенный минерал. Его содержание колеблется в пределах 0—3% в слабо измененных монцонитах и достигает 70% в кварц-серицитовых породах. В породах, вмещающих медно-молибденовое оруденение, серицит отлагается во всех стадиях минерализации (см. рис. 69). Отдельные генерации серицита выделены М. П. Исаенко по характерным парагенетическим ассоциациям минералов.

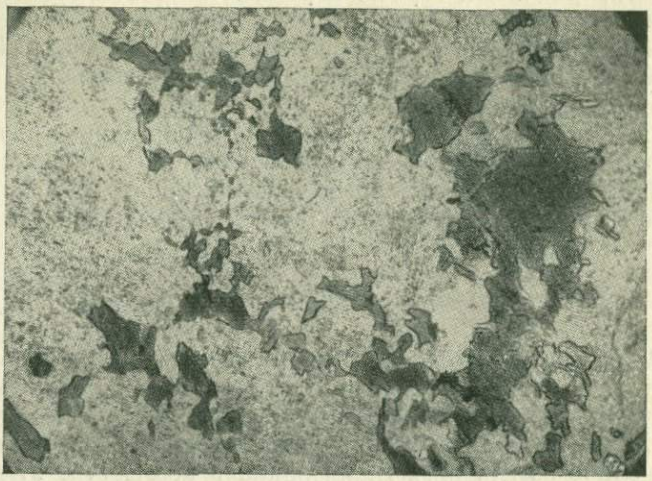


Рис. 63. Мелкочешуйчатый биотит II (темно-серое) замещает полевые шпаты (светло-серое). Месторождение Каджаран, прозрачный шлиф, ув. 40, без анализатора

Минерал метасоматически замещает полевые шпаты (рис. 64) и биотит. В жильном кварце серицит образует как очень мелкие и тонкие чешуйки, так и более крупные, собранные часто в пучки и радиально-лучистые розетки размером 0,5—1 мм. В отдельных участках он срастается с кварцем, адуляром и альбитом. Тонкочешуйчатый серицит постоянно сопровождается каолинитом. Особенно в больших количествах серицит развит в породах из тектонических зон и вдоль контактов некоторых аплитовых, кварцевых, сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков и жил. Вблизи последних плагиоклаз всегда более интенсивно серицитизирован.

В сульфидно-кварцевых прожилках серицит заполняет промежутки между зернами кварца и сульфидов. Особенно часто срастается с халькопиритом III; реже с доломитом I и II. В карбонатах наблюдаются скопления бесцветных чешуек серицита, часто с радиально-лучистым строением; чешуйки серицита выстилают трещинки в доломите I. Иногда серицит ассоциирует с опалом и халцедоном.

Крупные чешуйки м у с к о в и т а образуют розетки и веерообразные сростки среди среднечешуйчатого агрегата раннего серицита или развиты по трещинкам в плагиоклазах и кварце. Встречаются прожилкообразные выделения, сложенные крупночешуйчатыми молибденитом и мусковитом.

Г и д р о с л ю д а — тонкочешуйчатый минерал, отличается от серицита слабо-зеленой окраской и несколько более крупной величиной чешуек. Оптически отрицателен. Угасание прямое. В гипогенных условиях встречается в парагенезисе с кальцитом, доломитом,

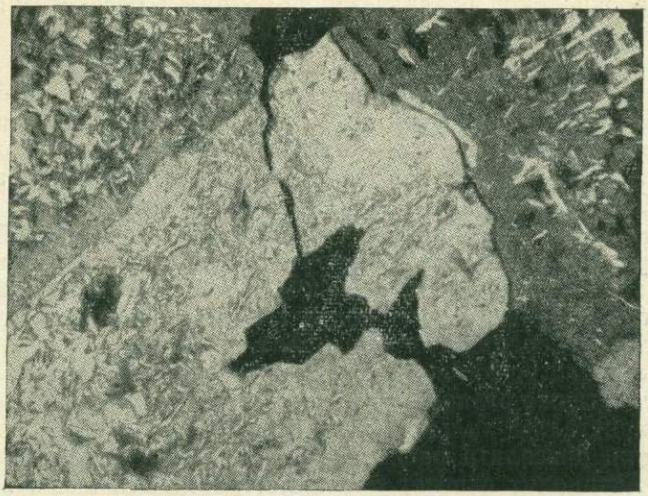


Рис. 64. Серицитизированный и альбитизированный плагиоклаз гранодиорита замещается халькопиритом (черное). Месторождение Дастакерт, прозрачный шлиф, ув. 60, с анализатором

халцедоном и каолинитом; в гипергенных условиях встречается в глинистых массах в парагенезисе с бейделлитом, монтмориллонитом и каолинитом.

Минералы группы хлорита, эпидота и актинолита

Хлорит (пеннин) широко развит в ороговикованных и гидротермально измененных рудовмещающих породах описываемых месторождений. Отлагается во все стадии минерализации позже кварца, но раньше или одновременно с халькопиритом, серицитом и доломитом (см. рис. 69). Выделено несколько генераций хлорита.

В породах и рудных прожилках он слагает листочки, чешуйки, волокна размером от 0,05 до 0,5 мм, собранные в скопления различной формы. Количество хлорита в измененных породах колеблется от 0—1 до 25%.

Хлорит образуется при замещении биотита, роговой обманки, плагиоклаза, основной массы эффузивных пород, а также наблюдается в виде скоплений в сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилках. В мономинеральных участках хлорита встречаются зернышки лейкоксена, эпидота, циозита, сульфидов, иголочки сагенита и карбоната.

Крупночешуйчатые скопления хлорита приурочены к трещинкам и пустоткам в породах. Вокруг вкрапленности сульфидов чешуйки слагают радиально-лучистые и веерообразные оторочки. В карбонатах мелкочешуйчатый хлорит образует сферолиты.

В зоне окисления развивается по биотиту бесцветный хлорит; плеохроизм слабый. $n_g = 1{,}558 \pm 0{,}002$; $n_g^1 - n_p^1 = 0{,}004$ (данные А. Г. Казаряна).

Эпидот развит в рудовмещающих породах всех медно-молибденовых месторождений Армении. Повышенные содержания его наблюдались в роговиках и в кварцевых диоритах в участках, прилегающих к зонам контактов интрузивных массивов (Каджаран, участки Давачин, Кармир-кар, Дастакерт, Анкаван).

Он развит в периферических участках месторождений, в пропилитизированных породах. Образует срастания с хлоритом, лейкоксеном, кальцитом, пиритом, халькопиритом. Иногда слагает каемки вокруг включений халькопирита III в плагиоклазы. Установлено несколько генераций этого минерала.

Актинолит встречается в виде псевдоморфоз по роговой обманке и биотиту, а также развит в виде тонких игл и волоконец, пронизывающих кристаллы халькопирита, хлорита и кварца. Тончайшие кристаллики биссолита располагаются в беспорядке или собраны в пучки. Актинолит слагает прожилки по трещинкам в халькопирите III; иногда он ассоциируется с медно-висмутовыми минералами. Наибольшее количество актинолита встречено в роговиках (роговообманково-биотитовых) и в гидротермально измененных породах (Дастакерт).

Породообразующие минералы

В интрузивных рудовмещающих породах — кварцевых диоритах, монцонитах, гранодиоритах, банатитах, гранитах и др.— количественный минеральный состав непостоянный. Породы сложены кварцем (2—23%), анортоклазом (32—43%), плагиоклазом (30—50%), биотитом (1—13%), моноклинным пироксеном (0—5%), роговой обманкой (2—10%), вторичные минералы — эпидот, хлорит, серицит (1—2%). Количество акцессорных минералов — 1,5—2,5%. Состав их разнообразный: магнетит, титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, монацит, ксенотим, торит, уранинит, турмалин, топаз, флюорит, сфен, анатаз, рутил, шеелит, пирит, халькопирит, молибденит.

Полевые шпаты по условиям образования делятся на две группы: первая группа включает породообразующие минералы магма-

тического генезиса, входящие в состав кварцевых диоритов, монцонитов, граносиенитов, гранодиоритов, порфировидных гранитов и гранодиоритов и других пород.

Ко второй группе относятся полевые шпаты, отложившиеся в монцонитах и в других породах при щелочном метасоматозе в послемагматический этап. К этой группе относятся анортоклаз, альбит и адуляр.

Анортоклаз (рис. 65) локально развит в монцонитах, банатитах и гранодиоритах в виде крупных таблитчатых зерен. Его содержание в породах достигает 40% и больше. Он характеризуется следующими особенностями: 1) интенсивно замещает плагиоклазы.

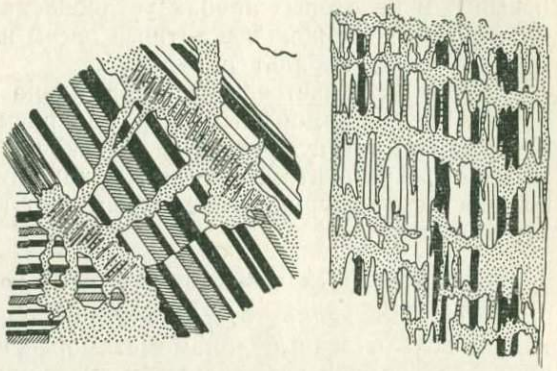


Рис. 65. Развитие K-Na полевого шпата по трещинкам в плагиоклазе, в разновидностях монцонитов, бедных K-Na полевым шпатом. Месторождение Каджаран (по Е. С. Доброхотовой)

Иногда образует прожилки-цепочки в кварцевых жилах в парагенезисе с альбитом I и биотитом I; 2) не обнаруживает микроклиновой решетки. Калинатровый полевой шпат в монцонитах месторождения Каджаран является триклинным, существенно калиевым анортоклазом, который представляет промежуточную разность между ортоклазом и типичным микроклином. Величина $2V$ изменяется от 45 до 70°; 3) образует в некоторых участках породы крупные поля с пойкилитовыми вростками альбита II, роговой обманки, биотита и с включениями апатита и турмалина; 4) химические анализы минерала показали, что он является существенно калиевым и содержит ортоклаза 59—71%, альбита 23—28%. Анортоклаз обычно не изменен вторичными процессами.

Альбит широко распространен в гидротермально измененных рудовмещающих породах (кварцевых диоритах, монцонитах, гранодиоритах). Он выделяется при разложении плагиоклаза под действием гидротермальных растворов в виде мелких прозрачных зерен призматической и неправильной формы, размером 0,1—0,5 мм. Он представлен несколькими генерациями (см. рис. 69). Прожилки и каемки мелкозернистого альбита II и альбит-олигоклаза II (иногда с кварцем и анортоклазом II) развиты внутри зерен полевых шпатов по трещинкам или образуют каемки по периферии их зерен и прожилки в жильном кварце.

Вокруг скоплений халькопирита III и пирита IV, заключенных внутри измененных зерен плагиоклаза, наблюдались каемки свежего альбита III и адуляра. Альбит нередко встречается в кварцевых прожилках.

Адуляр развит в сильно гидротермально измененных породах в виде участков и прожилков. Образует мелкие зерна изометричных и неправильных очертаний. Срастается с серицитом и кварцем.

По данным спектрального анализа, в полевых шпатах наблюдается постоянная примесь меди в количестве от 0,001 до 0,1%. Молибден встречается лишь в некоторых пробах. Такие элементы, как магний, железо, марганец, стронций, барий и титан, присутствуют во всех пробах полевых шпатов в количестве от 0,01 до 0,1% и выше. В некоторых пробах установлена примесь галлия, бериллия, рубидия, циркония и лития. Совсем не обнаружены в полевых шпатах цинк, кобальт и скандий.

Апатит встречается в гидротермально измененных породах; он представлен идиоморфными зернами размером 0,2—0,5 мм. Среднезернистый апатит срастается с мелкочешуйчатым биотитом, анортоклазом, мусковитом, рутилом и крупнозернистым кварцем. Его количество увеличивается в интенсивно гидротермально измененных породах.

О явлениях метаморфизма в медно-молибденовых рудах

В месторождениях этого типа локально прослеживаются изменения, обусловленные динамометаморфизмом. Они наблюдаются вдоль зальбандов сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилков и жил, в тектонических зонах брекчирования и сланцеватости.

В минеральном составе метаморфизованных руд значительных изменений не происходит. Наиболее глубокие изменения претерпевают форма и внутреннее строение минеральных зерен и минеральных агрегатов, что можно проследить на выделениях главных рудообразующих минералов — молибдените, кварце, пирите и халькопирите.

Пирит многократно изменяется во время формирования месторождений. В рудах наблюдаются осколки зерен пирита, линзообразные и плойчатые формы агрегатов. Масса раздробленного и зернистого пирита перекристаллизовывается, при этом образуются идиобласты и ксенобласты. В метаморфизованных зернах пирита разрушаются и совсем исчезают зональные фигуры роста или же наблюдаются реликты зональности. В зернах пирита ранних генераций выявляется мозаичное строение.

Для жильного кварца в зонах нарушения характерны раздробленные и гранобластические структуры. Кварц с мозаичной структурой часто встречается в тех участках, где развит молибденит. Возможно, что средне- и мелкозернистый мозаичный кварц, слагающий прожилки до 2 см мощностью, и заключенный в нем средне- и мелкочешуйчатый молибденит в виде единичных пластинок, радиально-лучистых и сферолитоподобных мелких агрегатов пред-

ставляют собой перекристаллизованную массу аморфного кремнезема и джордизита.

Поведение молибденита при динамометаморфизме весьма своеобразно. Его чешуйки легко изгибаются, сминаются и расщепляются по плоскостям (0001) и (1011).

При расщеплении чешуйки молибденита разделяются на мельчайшие пластинки размером в тысячные доли миллиметра. Последние в тонкодисперсном состоянии могут быть перемещены в любом направлении и придают жильному кварцу или вмещающей породе темно-серый цвет. Молибденит образует просечки течения по трещинкам в кварце, пирите и халькопирите или заполняет трещинки между обломками кварца и вмещающих пород в тектонических брекчиях.

В крупных чешуйках молибденита часто развиты фигуры смятия, ориентированные косо к удлинению. Значительно реже развиты тонкие полисинтетические двойники скольжения по плоскости (0001). Были встречены идиобласты молибденита в молибденитовой массе трения.

Халькопирит под влиянием одностороннего давления, до этого присутствовавший в виде мельчайшей рассеянной вкрапленности или в тончайшем дисперсном состоянии в породообразующих минералах (по данным спектральных анализов в последних постоянно присутствует медь в количестве 0,01—0,001%), переотлагается и при этом образуются более крупные выделения удлиненной формы. В метаморфизованных рудах халькопирит раздроблен. При перекристаллизации крупнозернистого халькопирита в нем возникают участки и прожилки с мелкозернистым строением. В деформированных зернах халькопирита развиты полисинтетические двойники скольжения.

Сфалерит, энаргит и теннантит в метаморфизованных рудах ведут себя подобно халькопириту, но отличаются более интенсивной трещиноватостью. По трещинам в этих минералах наблюдаются нитеобразные прожилки переотложенного халькопирита и галенита и просечки этих минералов.

Для галенита в динамометаморфизованных рудах характерны тонкие мономинеральные просечки, образующиеся в процессе текучести пластических масс. Структуры смятия часто наблюдаются в агрегатах галенита.

При метаморфизме руд происходит частичное растворение и переотложение пирита, кварца, халькопирита, галенита и других минералов. Таким образом, при динамометаморфизме в медно-молибденовых рудах образуются новые формы индивидов и агрегатов: осколки пирита, кварца, халькопирита, теннантита, энаргита, сфалерита и карбонатов; тонкорасщепленные чешуйки молибденита; кристаллобласты пирита, кварца, молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита и карбонатов; метакристаллы, метазерна и метасоматические каемки, прожилки и вкрапленность, характерные для выделений переотложенных сульфидов и кварца.

Текстуры и структуры сульфидных и окисленных медно-молибденовых руд

В медно-молибденовых рудах выделяются четыре генетические группы текстур и структур: 1) текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе метасоматического замещения пород и руд; 2) текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе заполнения открытых полостей в породах и рудах; 3) текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе диагенеза и динамометаморфизма руд; 4) текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе механического выветривания и выщелачивания руд.

Описание текстур и структур руд штокверковых месторождений Армении составлено по классификации М. П. Исаенко (1964).

Обобщенный материал по текстурам и структурам руд медно-молибденовых месторождений Армении приводится в монографии К. А. Карамяна (1972).

Текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе метасоматического замещения пород и руд

К этой генетической группе относятся следующие морфологические виды текстур: вкрапленная, пятнистая, прожилкообразная, полосчатая, друзовидная, брекчиевидная, нитеобразная, петельчатая или сетчатая, каемочная, реликтовая и графическая, а из структур — идиоморфнометазернистая, аллотриоморфнометазернистая, радиально-лучистая, скелетная, скрытокристаллическая и гелевая.

Эта группа текстур и структур, имеющая наибольшее распространение в рудах штокверковых месторождений, возникла при гипогенном и гипергенном замещении.

Вкрапленная текстура широко распространена в бедных медно-молибденовых, молибденовых и медных рудах всех штокверковых месторождений. Рассеянную метасоматическую вкрапленность единичных зерен и мелких агрегатов с размерами выделений в десятые и сотые доли миллиметра, редко до нескольких миллиметров, образуют в породах и в жильном кварце пирит, халькопирит, молибденит, энаргит, вторичные сульфиды меди и другие рудные минералы. Вкрапленность метакристаллов пирита и метазерен халькопирита развита в биотите, плагиоклазе и в жильном кварце. Сульфиды метасоматически замещают темноцветные минералы, полевые шпаты и кварц, а также друг друга. Например, молибденит замещает пирит, а халькопирит — пирит и молибденит.

Наблюдается сгущение вкрапленности сульфидов в виде цепочек и линзочек вблизи трещин, вдоль зальбандов кварцевых прожилков, а также в окварцованных и серицитизированных участках пород. Содержание пирита, молибденита, халькопирита и других сульфидов колеблется во вкрапленных рудах от 1 до 5%.

В зоне окисления часто встречается *унаследованная вкрапленная текстура* с псевдоморфозами халькозина по вкрапленности

пирита и халькопирита, повеллита — по чешуйкам молибденита, гётита — по мелким выделениям халькопирита и пирита.

Пятнистая текстура характеризуется обособлением выделений магнетита, пирита, халькопирита, борнита, молибденита, энаргита, кварца, серицита и других минералов во вмещающих породах и в жильном кварце. Размеры метасоматических агрегатов достигают нескольких сантиметров, форма их неправильная, границы зазубренные. Количество сульфидов в рудах с пятнистой текстурой достигает 15—20%.

В зоне вторичного сульфидного обогащения встречается *пятнистая унаследованная текстура*, которая выражена главным образом псевдоморфозами халькозина или гётита по выделениям пирита и халькопирита.

Прожилкообразная текстура определяет срастание вмещающих горных пород или жильного кварца и метасоматических прожилков пирита, кварца, молибденита, халькопирита и доломита. Такие прожилки растут вдоль микротрещин. В кварцевых жилах они приурочены к зальбандам или располагаются в центре. Мощность метасоматических прожилков изменчивая. Прожилки часто прерываются, границы их зазубренные. Средняя мощность сульфидных прожилков равна 2—3 мм.

Наибольшее количество сульфидных прожилков развито в сильно гидротермально измененных вмещающих породах (до 30—40 прожилков на 1 м^2; месторождение Каджаран штольня 1—2).

Вдоль кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков вмещающие породы гидротермально изменены: пиритизированы, биотитизированы, окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы. Мощность полосы измененных пород измеряется от нескольких миллиметров до 2—3 см.

Содержание молибденита, пирита, халькопирита и других сульфидов в рудах с прожилковой текстурой достигает 5—6% и более.

Полосчатая текстура сформировалась при метасоматическом замещении жильного кварца молибденитом, халькопиритом и доломитом по серии параллельных трещин и микротрещин. Обычно метасоматические прожилки сосредоточены вдоль зальбандов и в центральной части кварцевых жил. Границы прожилков зазубренные. Мощность изменчивая.

Друзовидная текстура характерна для агрегатов крупночешуйчатого молибденита I. Молибденит развит в форме щетки метакристаллов в шестоватом кварце по трещинкам вдоль зальбандов и внутри кварцевой жилы.

Брекчиевидная текстура характерна для срастаний обломков округлой формы и различного размера и метасоматического агрегата в виде цемента. Например, обломки горной породы сцементированы рудным цементом: обломки жильного кварца — сульфидами или карбонатами; обломки халькопирита — энаргитом. Обычно обломки вмещающей породы, кварца и халькопирита значительно разъедены и замещены минералами цемента. В агрегате

цемента развиты мельчайшие реликты минералов, сохранившиеся от замещения раздробленной мелочи. Брекчиевидная текстура сформировалась при замещении тектонических брекчий.

Нитеобразная микротекстура характеризует срастание гипогенных и гипергенных рудных минералов, например, халькозин в виде единичных нитеобразных прожилков развивается по микротрещинкам в агрегате халькопирита; тонкие прожилки гётита развиваются по пириту и халькопириту. Границы прожилков зазубренные.

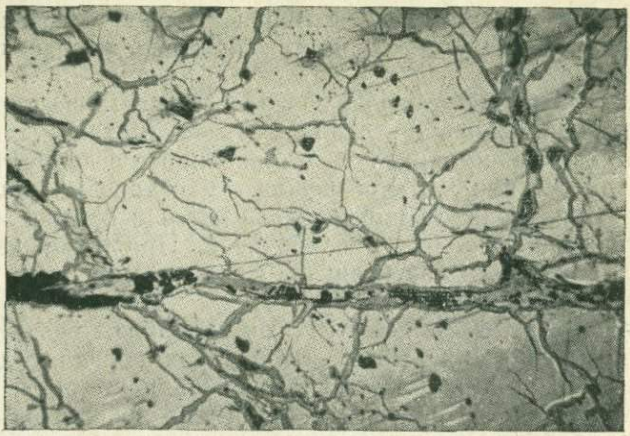


Рис. 66. Петельчатая или сетчатая микротекстура. Агрегат халькопирита (белое) пересекается сетью нитеобразных прожилков халькозина (серое). В халькопирите развиты прожилки кварца (черное, внизу). Месторождение Каджаран, полированный шлиф, ув. 40

Петельчатая или сетчатая микротекстура наблюдается часто. Например, в рудах встречается сложное пересечение в виде сетки тонких прожилков гематита в магнетите, халькозина в халькопирите (рис. 66), гётита в пирите. Границы микроскопических прожилков зазубренные.

Каемочная микротекстура характерна для срастаний халькопирита и энаргита (Каджаран); энаргит образует узкие каемки по периферии выделений раннего халькопирита. Каемочная микротекстура часто развита в зоне цементации месторождений Агарак и Каджаран, где вторичные сульфиды меди (борнит, халькозин) образуют коррозионные каемки по периферии выделений халькопирита. В зоне окисления каемочная микротекстура формируется при нарастании каемок лепидокрокита вокруг агрегата пирита, каемок гётита вокруг выделений халькопирита, каемок малахита вокруг выделений куприта. Зональная каемочная микротекстура интересна сложным строением каемок, состоящих из концентрических зон нескольких минералов. Например, вокруг реликтов халь-

копирита может быть развита зональная каемка из борнита, халькозина и гётита.

Реликтовая микротекстура широко развита в сульфидных и окисленных рудах. Наблюдаются реликты породообразующих минералов и жильного кварца в сульфидах, реликты жильного кварца — в молибдените и халькопирите, реликты ранних сульфидов — в поздних сульфидах, например, реликты пирита в халькопирите или реликты молибденита — в халькопирите. Реликтовая микро-

Рис. 67. Графическая микротекстура. Агрегаты халькопирита (белое) неправильной формы с зазубренными границами развиты в породе (черное). В халькопирите наблюдаются реликты замещаемой породы. Месторождение Агарак, полированный шлиф, ув. 40

текстура также характеризует срастания остатков гипогенных сульфидов (пирита, халькопирита, молибденита) в массе гипергенных минералов (гётита, повеллита, халькозина). Реликты имеют неправильную форму, границы их зазубренные.

Графическая текстура и микротекстура характеризуют срастания рудовмещающей породы и мономинеральных метасоматических выделений халькопирита III (рис. 67). Форма выделений рудного минерала неправильная, извилистая, удлиненная. Границы срастания рудного минерала с породообразующими минералами или с жильным кварцем зазубренные.

Идиоморфнометазернистая неравномернозернистая структура широко развита в мономинеральных агрегатах пирита I, арсенопирита I, молибденита I (рис. 68), кварца и гипергенного куприта. В метакристаллах пирита развиты реликты породообразующих минералов, рутила и гематита, в метакристаллах молибденита часто развиты реликты биотита и кварца, в метакристаллах куприта — реликты халькозина.

Аллотриоморфнометазернистая, неравномернозернистая структура типоморфна для мономинеральных агрегатов халькопирита III, теннантита IV и куприта. В халькопирите обычно развиты реликты пирита, молибденита и серицита, в теннантите — реликты энаргита, в куприте — реликты халькозина.

Радиально-лучистая метазернистая структура наблюдается в сферических агрегатах молибденита, расположенных в кварцевых жилах и прожилках.

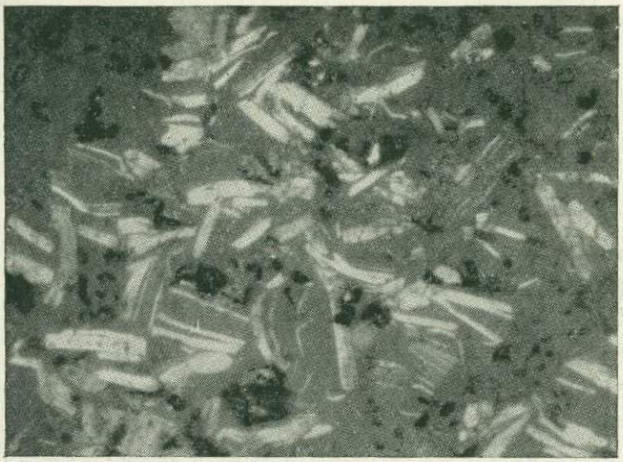


Рис. 68. Идиоморфнометазернистая структура агрегата молибденита (белое), вкрапленного в роговике (черное). Месторождение Дастакерт, полированный шлиф, ув. 90

Скелетная метазернистая структура изредка встречается в агрегатах пирита, молибденита и куприта.

Скрытокристаллическая и гелевая структуры распространены в окисленных рудах и характерны для псевдоморфных агрегатов гипергенного борнита, халькозина, гётита, повеллита и других минералов, развивающихся по пириту, халькопириту, молибдениту и железистому доломиту.

Текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе заполнения открытых полостей в породах и рудах

К этой генетической группе относятся следующие морфологические виды текстур: прожилковая, пересечения, полосчатая, корковая, дендритовая, колломорфная, колломорфно-полосчатая, почковидная, друзовая, жеодовая, вкрапленная, пятнистая и брекчиевая.

В минеральных агрегатах, сформировавшихся в процессе отложения в полостях и трещинах из гидротермальных растворов или из поверхностных вод, выделены следующие морфологические виды

первичных структур: идиоморфнозернистая, гребенчатая, пластинчатая, аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, разъедания, скелетная, гелевая, скрытокристаллическая и концентрически-зональная.

Прожилковая текстура характеризуется развитием кварцевых, сульфидно-кварцевых, сульфидных и карбонатных прожилков, пересекающих интенсивно раздробленные вмещающие породы, а также скопления магнетита, пирита и халькопирита. В сильно трещиноватых участках породы и ранние кварцевые жилы в различных направлениях пересекаются сетью прожилков широтного, северо-западного и северо-восточного простираний. Мощность прожилков 1—10 мм, редко до 2—5 см. Мощность большинства кварцевых прожилков 5—10 мм, а сульфидных прожилков в среднем 1—2 мм. Прожилки имеют прямые границы и соответствующие стенки.

В смешанных и окисленных рудах встречаются прожилки гипса, халцедона, гипергенного кальцита, малахита, азурита, повеллита, лампадита, хризоколлы, халькозина и гидроокислов железа.

Текстура пересечения является разновидностью прожилковой текстуры; встречается в сильно минерализованных участках, где ранние кварцевые прожилки пересекаются молибденитовыми, пиритовыми и халькопиритовыми; прожилки раннего пирита — молибденитовыми, молибденит-кварцевыми, энаргитовыми и халькопиритовыми; молибденит-кварцевые прожилки — халькопиритовыми; халькопиритовые — галенит-сфалеритовыми; кварцевые, сульфидно-кварцевые и сульфидные прожилки разного состава — карбонатными и карбонат-халцедоновыми.

Полосчатая текстура характеризуется параллельным расположением прожилков кварца, сульфидов и доломита в породе или кварцевой жиле. Поздние агрегаты в виде полосок-прожилков отлагаются по системе параллельных трещин. Прожилки кварца, молибденита, халькопирита и доломита вытянуты в одном направлении вдоль зальбандов ранних кварцевых жил или даек порфировых пород. Обычно мощность полосок изменяется от нескольких миллиметров до 1—2 см. Прожилки имеют раздувы и пережимы и нередко быстро выклиниваются. Иногда вдоль параллельных трещинок вместо сплошного прожилка развита вкрапленность сульфидов.

В кварцевых жилах система параллельных сульфидных и карбонатных прожилков часто расположена по раздробленным зонам вблизи зальбандов или в центре жилы.

В окисленных рудах очень редко встречается полосчатая текстура заполнения, сложенная параллельными чередующимися полосками шириной до 5—10 мм кальцита, лампадита, арагонита и хризоколлы.

Корковая и дендритовая текстуры наблюдаются в окисленных медно-молибденовых рудах. Тонкие корочки и дендриты гётита, малахита, азурита, повеллита, кальцита, арагонита, гипса, лампа-

дита, самородной меди и хризоколлы развиты на стенках трещин в раздробленных или выщелоченных горных породах и в жильном кварце или выстилают небольшие полости и поры. На корках гётита нарастают последовательно корочки лампадита и малахита или хризоколлы. В каолинизированных и лимонитизированных вмещающих породах по трещинам развиты корки кальцита, арагонита, гипса и дендриты самородной меди.

Колломорфная, колломорфно-полосчатая и почковидная текстуры встречаются в окисленных рудах и наблюдаются в агрегатах малахита, гётита, ферримолибдита, кирпичной медной руды, хризоколлы и лампадита.

Друзовая текстура редко развита в сульфидных, смешанных и окисленных рудах. Щетки кристаллов пирита, молибденита, халькопирита, короткостолбчатого призматического кварца, энаргита, теннантита и доломита расположены в трещинах рудовмещающих пород и в жеодовых пустотках, в кварцевых и карбонатных жилах. Друзы куприта, гипса, азурита, гипергенного кальцита и кварца нарастают на стенках небольших полостей, покрытых тонкими корочками гётита. Кристаллы минералов в друзах имеют размеры от нескольких миллиметров до 10—20 см.

Жеодовая текстура характеризуется нарастанием корок гётита, лампадита и малахита в изометричных и удлиненных пустотках. Такие минеральные агрегаты в отличие от друзовых имеют скрытокристаллическое, гелевое и волокнистое строение.

Вкрапленная и пятнистая текстуры образуются при заполнении сульфидами небольших пор дробления и выщелачивания в горных породах и жильном кварце.

Брекчиевая текстура встречается в раздробленных кварцевых жилах и в рудовмещающих породах. В сульфидных рудах с брекчиевыми текстурами угловатые обломки измененных пород и жильного кварца сцементированы сульфидами или карбонатами. Форма обломков разнообразная, а размеры их измеряются от 2—3 мм до нескольких сантиметров. Количественные соотношения между обломками и цементом колеблются в очень широких пределах. Содержание сульфидов в рудах с брекчиевой текстурой достигает 30—40%.

Брекчиевая текстура часто наблюдается в сульфидно-кварцевых жилах месторождений Каджаран и Айгедзор. В отдельных участках кварцевых жил обломки жильного кварца сцементированы молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, доломитом и халцедоном. На месторождении Дастакерт встречены брекчиевые руды, которые характеризуются срастанием обломков роговиков, ороговикованных порфиритов и гранодиоритов и цемента состава: молибденит, халькопирит, борнит и кварц.

Брекчиевая текстура наблюдалась также в окисленных рудах, в которых обломки каолинизированных и лимонитизированных пород сцементированы гётитом, лампадитом, кальцитом, халцедоном и гипсом.

Идиоморфнозернистая структура является типичной для агрегатов кварца, молибденита и доломита, слагающих жилы и прожилки.

Гребенчатая структура — разновидность идиоморфнозернистой структуры. Она прослежена в прожилках и друзах шестоватого кварца и доломита. *Пластинчатая* структура наблюдается в мономинеральных прожилках молибденита и гипса.

Аллотриоморфнозернистая структура развита в мономинеральных агрегатах крупнозернистого халькопирита II и сфалерита VI.

Гипидиоморфнозернистая структура встречается в агрегатах кварц-халькопиритовой, кварц-галенит-сфалеритовой и доломитовой ассоциаций. Она характеризуется срастанием идиоморфных кристаллов пирита и аллотриоморфных зерен халькопирита или сфалерита, а также идиоморфных кристаллов доломита и ксеноморфных зерен халцедона.

Структура разъедания изредка встречается в кварц-халькопиритовой, в кварц-галенит-сфалеритовой и в других жильных ассоциациях. В этих ассоциациях халькопирит III корродируется борнитом I, а зерна пирита VI — поздним халькопиритом VI и сфалеритом V. В этих же ассоциациях иногда встречается скелетная структура, которая образуется при замещении идиоморфных кристаллов раннего пирита поздними минералами данной ассоциации.

Скрытокристаллическая, гелевая и концентрически-зональная структуры развиты в минеральных агрегатах натечной и сферической форм, сложенных пиритом, халцедоном, гётитом, ярозитом, ферримолибдитом, халькозином, малахитом, лампадитом и опалом. Эти разновидности структур преимущественно развиты в окисленных рудах.

Текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе диагенеза и динамометаморфизма руд

Признаки диагенеза руд устанавливаются прежде всего по наличию метаколлоидных текстур и структур, а также структур распада твердого раствора и кристаллобластических.

Почковидная, колломорфная и корковая метаколлоидные текстуры в окисленных рудах встречаются редко. Морфологические виды вторичных структур: радиально-лучистая, волокнистая, гранобластическая; распада твердого раствора (эмульсионная, пластинчатая, звездчатая, графическая и субграфическая). Они наблюдаются в сульфидных и окисленных рудах. Метаколлоидные текстуры развиты в агрегатах гётита, лампадита, малахита и тенорита. Они отличаются от соответствующих видов коллоидных текстур внутренним строением минеральных агрегатов (их раскристаллизацией и перекристаллизацией).

Радиально-лучистая структура встречается в почковидных и корковых агрегатах гётита, лепидокрокита, лампадита, халцедона, арагонита, малахита, азурита, тенорита, ферримолибдита и др.

Волокнистая структура наблюдается в полосках и корках гипса.

Гранобластическая структура характерна для агрегатов псевдоморфного повеллита.

Структуры распада твердого раствора легко разрушаются в условиях динамометаморфизма, а так как медно-молибденовые руды многократно подвергались внутрирудным и пострудным тектоническим нарушениям, то эти структуры встречаются сравнительно редко в слабо метаморфизованных рудах.

Эмульсионная структура распада твердого раствора наблюдалась в срастаниях гипогенных (сфалерит + халькопирит, галенит + тетраэдрит, галенит + фрейбергит) и гипергенных минералов (борнит + халькопирит).

Пластинчатая структура распада твердого раствора отмечается для срастаний борнит + халькопирит и магнетит + ильменит.

Звездчатая структура распада твердого раствора характерна для срастаний халькопирит + сфалерит.

Графическая и субграфическая структуры распада твердого раствора наблюдались в срастаниях сфалерит + халькопирит, борнит + халькопирит, халькозин + штромейерит, халькозин + ковеллин.

В процессе динамометаморфизма медно-молибденовых руд формировались вторичные текстуры: трещиноватая, брекчиевая, брекчиевидная, линзовидная, порошковатая и гнейсовидно-полосчатая. Наиболее широко развиты трещиноватая и брекчиевидная. При динамометаморфизме руд возникают вторичные структуры: кристаллобластические — гранобластическая, идиобластическая, порфиробластическая и катакластические — дробления, расщепления, смятия.

Трещиноватая текстура выражена в рудах трещинами различного направления и размера. Трещиноватость в породах и минералах развивалась при многократных тектонических подвижках или под влиянием агентов механического выветривания. Главная масса трещин расположена по зальбандам прожилков и жил. Очень часто в медно-молибденовых рудах развиты трещиноватые микротекстуры. В сильно раздробленных горных породах, в прожилках и жилах (кварцевых, сульфидно-кварцевых и карбонатных) трещиноватые текстуры переходят в тектонические брекчии.

Брекчиевая текстура наблюдается в мономинеральных агрегатах жильного кварца и пирита, сложенных угловатыми обломками различного размера.

Брекчиевидная текстура развита в тектонических зонах, сложенных развальцованными обломками пород и рудообразующих минералов различного размера. Обычно обломки крупного размера имеют овальную форму и расположены в массе раздробленной мелочи этих же минералов. Брекчиевидная текстура иногда переходит в *линзовидную*; например, линзовидность часто наблюдается в агрегатах кварца.

Порошковатая текстура характерна для перетертых молибденитовых агрегатов и глинок трения в каолинизированных породах.

Гнейсовидно-полосчатая текстура встречается в полосчатых рудах с серией параллельных мономинеральных прожилков, сложенных молибденитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, в которых рудные минералы были перекристаллизованы и развальцованы при тектонических подвижках. Текстура распространена в полосчатых сульфидных рудах и в полосчатых сульфидно-кварцевых жилах.

Гранобластическая структура характерна для перекристаллизованных агрегатов халькопирита, пирита, сфалерита, кварца и доломита.

Идиобластическая структура наблюдалась в перекристаллизованных выделениях пирита и доломита, редко молибденита.

Порфиробластическая структура примечательна срастанием идиобластов пирита разного размера. Идиобласты пирита отличаются от метакристаллов однородным внутренним строением, тогда как для последних часто характерно зональное и ситообразное строение.

Структура дробления характеризуется срастанием обломков и осколков зерен в агрегатах пирита, кварца, халькопирита, энаргита, теннантита, сфалерита и доломита. Наиболее часто она развита в мономинеральных агрегатах пирита и кварца.

Структура расщепления наблюдается в смятых и развальцованных мономинеральных агрегатах молибденита. При одностороннем давлении чешуйки молибденита легко разделяются по плоскости совершенной спайности (0001) на все меньшие и меньшие индивиды в десятые, сотые и тысячные доли миллиметра.

Структура смятия встречена в мономинеральных агрегатах пластинчатых и пластичных минералов, таких, как молибденит, халькопирит и галенит. Признаки смятия отчетливо прослеживаются по трещинкам спайности и двойниковым швам, собранным в микроскладки.

Текстуры и структуры, образовавшиеся в процессе механического выветривания и выщелачивания руд

К вторичным текстурам механического выветривания и выщелачивания, встречающимся в окисленных и полуокисленных рудах, относятся следующие морфологические виды: трещиноватая, пористая, ячеистая, ящичная и порошковатая. В агрегатах минералов, образовавшихся при замещении и дроблении, развиты катакластические и коллоидные структуры.

Трещиноватая текстура развивается в рудах и во вмещающих породах в результате растрескивания минералов под влиянием агентов механического выветривания, например, в пирите, халькопирите, кварце, плагиоклазе и др.

Пористая текстура образуется в окисленных рудах при выщелачивании поверхностными водами вкрапленности молибденита, пирита, халькопирита, доломита и повеллита.

Ячеистая текстура развивается при окислении и выщелачивании агрегатов халькопирита. В этих образованиях каркас сложен гётитом, замещающим по трещинкам дробления и по границам зерен халькопирит.

Ящичная текстура наблюдается в агрегатах железистого доломита. Каркас сложен гётитом в виде системы прожилков по трещинкам спайности в доломите.

Порошковатая текстура характеризуется скоплениями тонкообломочных масс каолинизированного полевого шпата, кварца и серицита в трещинах и пустотах. В землистых агрегатах развиты катакластические и коллоидные структуры.

Минеральные ассоциации в сульфидных и окисленных медно-молибденовых рудах

Парагенетические минеральные ассоциации в медно-молибденовых месторождениях штокверкового типа отложились в три этапа минерализации: магматический, гидротермальный и выветривания.

В магматический этап образовались минеральные ассоциации вмещающих горных пород, например, монцонитов, гранодиоритов, граносиенитов, гранодиорит-порфиров и др.

В гидротермальный этап происходило отложение гипогенных минеральных ассоциаций из восходящих газо-водных растворов в несколько стадий минерализации (рис. 69). Первичные сульфидные медно-молибденовые руды формировались в этот период.

В этап выветривания возникли гипергенные минеральные ассоциации в результате изменения сульфидных медно-молибденовых руд в зоне окисления (рис. 70).

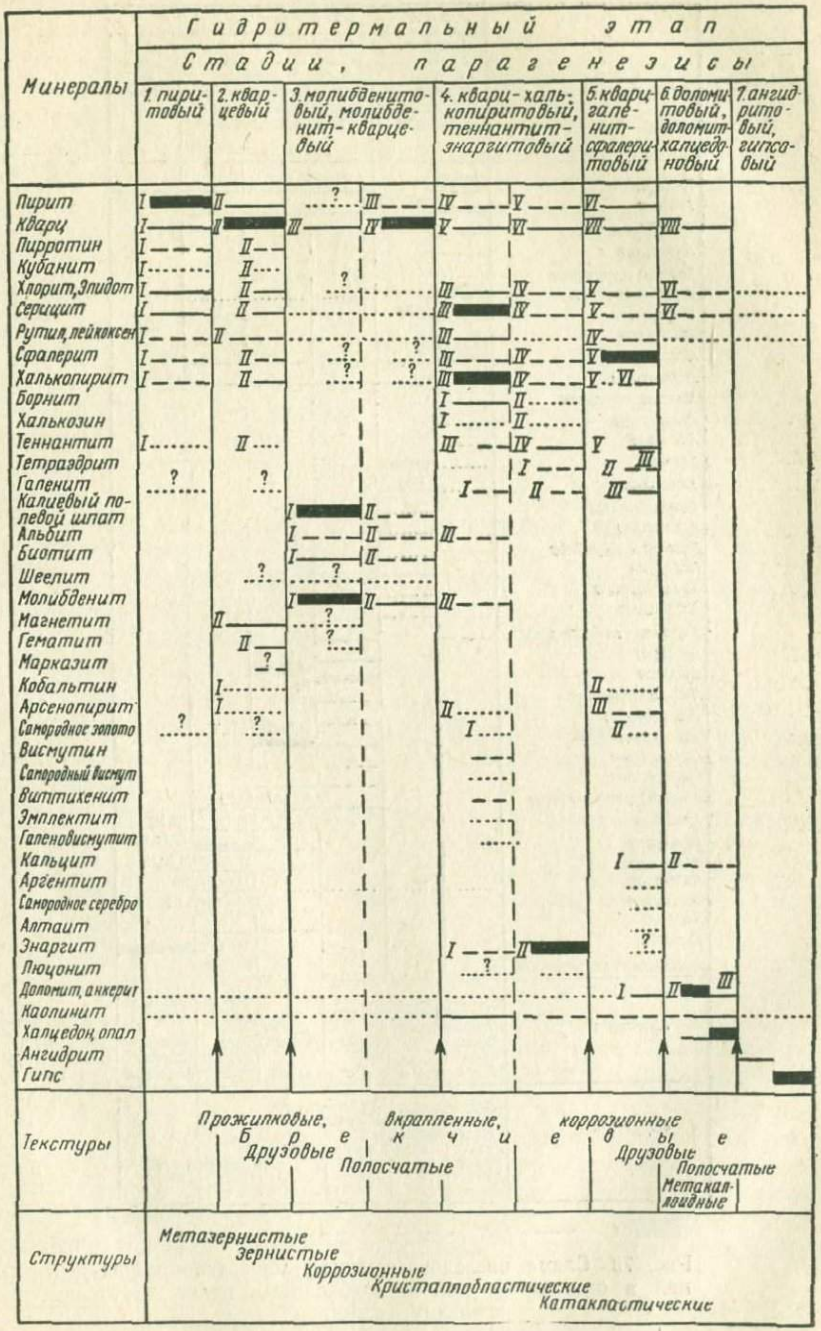
Ниже приводится детальное описание типоморфных минеральных ассоциаций сульфидных и окисленных руд по стадиям минерализации.

Гипогенные минеральные ассоциации

В сульфидных рудах медно-молибденовых месторождений Армении различными исследователями установлено от шести до десяти и более гипогенных минеральных ассоциаций, отложившихся в гидротермальный этап (Мкртчян, 1945, 1969; Исаенко, 1954, 1964; Казарян, 1958; Карамян и др., 1960; Карапетян, 1961; Гольденберг и др., 1959; Пиджян, 1960).

Рис. 69. Схема последовательности минералообразования в сульфидных медно-молибденовых рудах месторождения Каджаран

1—10% и выше; *2* — 0,1 до 10%; *3* — 0,01 до 0,1%; *4*— 0,01% и ниже; *5*— генерации минералов; *6* — тектонические перерывы между стадиями; *7* — внутристадийные перерывы


Гидротермальный этап
Стадии, парагенезисы
Минералы
1. пиритовый
2. кварцевый
3. молибденитовый, молибденит-кварцевый
4. кварц-халькопиритовый, теннантит-энаргитовый
5. кварц-галенит-сфалеритовый
6. доломитовый, доломит-халцедоновый
7. ангидритовый, гипсовый
Пирит
Кварц
Пирротин
Кубанит
Хлорит, Эпидот
Серицит
Рутил, лейкоксен
Сфалерит
Халькопирит
Борнит
Халькозин
Теннантит
Тетраэдрит
Галенит
Калиевый полевой шпат
Альбит
Биотит
Шеелит
Молибденит
Магнетит
Гематит
Марказит
Кобальтин
Арсенопирит
Самородное золото
Висмутин
Самородный висмут
Виттихенит
Эмплектит
Галеновисмутит
Кальцит
Аргентит
Самородное серебро
Алтаит
Энаргит
Люцонит
Доломит, анкерит
Каолинит
Халцедон, опал
Ангидрит
Гипс
Текстуры
Прожилковые, Брекчиевые
Друзовые
Полосчатые
Вкрапленные, коррозионные
Друзовые
Полосчатые
Метакалломидные
Структуры
Метазернистые
Зернистые
Коррозионные
Кристаллобластические
Катакластические
1
2
3
4
I, II, III-5
6
7

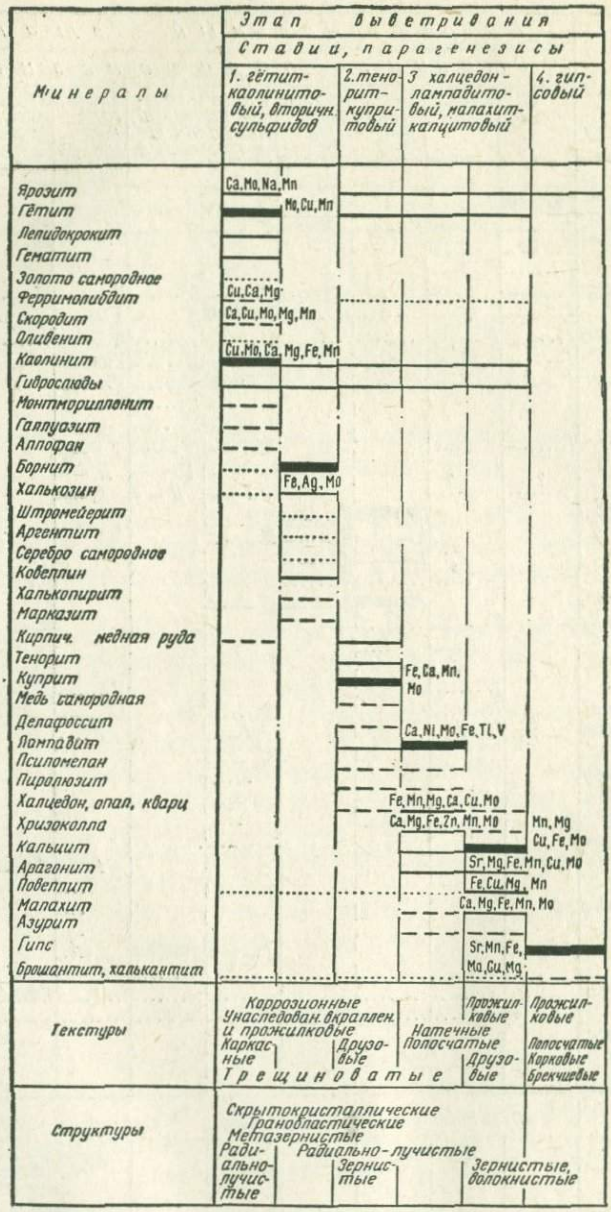


Рис. 70. Схема последовательности минералообразований в окисленных медно-молибденовых рудах месторождения Каджаран:

1 — 10% и выше; *2*—0,1—10%; *3*—0,01—0,1% *4*—0,01% и ниже; *5*—элементы-примеси в минералах

Авторами выделено 10 главнейших рудообразующих минеральных ассоциаций в сульфидных медно-молибденовых рудах Каджарана, которые отложились в семь стадий минерализации (рис. 69). Для этого месторождения характерен наиболее полный набор ассоциаций.

Пиритовая минеральная ассоциация отлагалась в первую стадию гидротермального этапа. Последовательность выделения минералов в ассоциации намечается следующая: пирит, пирротин, кубанит, кварц, рутил, актинолит, альбит, серицит, хлорит, эпидот, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, самородное золото.

Типоморфный химический элемент ассоциации — сера. Железо и другие элементы извлекаются главным образом из боковых пород.

Минералы этой ассоциации развиты в виде мелкой вкрапленности, реже они слагают прожилки мощностью в 1—2 мм, а также гнездовидные и линзовидные выделения сульфидов размером до нескольких сантиметров во вмещающих породах. В агрегатах ассоциации наблюдается непостоянное количество минералов. Пирит всегда преобладает над остальными (около 60—90%). Промежутки между его зернами заполнены кварцем, актинолитом, халькопиритом, серицитом, хлоритом, рутилом. Сфалерит, блеклая руда, галенит, самородное золото и электрум образуют очень мелкие выделения в халькопирите. Сфалерит выделяется раньше халькопирита, но замещает пирит; галенит, самородное золото и электрум выделяются позже халькопирита.

Пирротин, кубанит и халькопирит совместно встречаются в виде мелких овальных включений и шариков в пирите и, по-видимому, представляют собой продукты распада твердого раствора халькопирротина.

Кварц выделяется одновременно и позже пирита, но раньше сфалерита и халькопирита. Он сильно раздроблен и замутнен мельчайшими твердыми частицами. Актинолит, серицит, хлорит и эпидот отлагались длительное время, захватывая период кристаллизации пирита, кварца и халькопирита.

Минералы пиритовой ассоциации сильно раздроблены и перекристаллизованы, что особенно заметно в прожилках и гнездах сульфидов, и пересекаются кварцевыми, молибденитовыми, молибденит-кварцевыми, кварц-халькопиритовыми и карбонатными прожилками. Молибденит проникает по трещинкам в пирите и корродирует его.

Для этой минеральной ассоциации характерны метазернистые структуры (средне- и мелкозернистые), а также кристаллобластические и структуры распада твердого раствора. Типичной формой срастаний для минеральных агрегатов этой ассоциации и вмещающих пород являются текстуры вкрапленная, пятнистая и прожилковая.

Пиритовая ассоциация распространена на больших площадях по периферии рудных штокверков в слабо измененных породах.

Кварцевая минеральная ассоциация отлагается во вторую стадию минерализации. Широко распространена в месторождениях Агарак, Айгедзор, Дастакерт, Личк, Каджаран и Парагачай, главным образом в виде жил и прожилков выполнения размером от 2 см до 2 м, реже в виде метасоматических тел (вкрапленность, гнезда, линзы, прожилки). Минеральный состав ассоциации следующий: кварц, магнетит, гематит, рутил, пирит, кобальтин, арсенопирит, альбит, актинолит, серицит, хлорит, эпидот, халькопирит, сфалерит, кубанит, пирротин, теннантит, галенит, самородное золото.

Преобладающий минерал (90% и более) в ассоциации — крупнозернистый гребенчатый кварц, сильно раздробленный и перекристаллизованный. Часто развиты безрудные жилы и прожилки, сложенные параллельно шестоватыми зернами кварца. Рудные минералы в этой ассоциации имеют незначительное распространение. С. С. Мкртчян, К. А. Карамян и Т. А. Аревшатян (1969) на месторождении Каджаран выделяют мало распространенную *кварц-магнетитовую ассоциацию,* встречающуюся в виде жил, прожилков и небольших метасоматических тел неправильной формы. Минеральные агрегаты этой ассоциации сложены в основном кварцем и магнетитом в переменных количествах, второстепенные минералы — халькопирит, борнит, молибденит, редко пирит.

Молибденитовая и молибденит-кварцевая ассоциации отчетливо прослеживаются в штокверковом, жильном и брекчиевом типах медно-молибденового оруденения. Отлагаются в третью стадию минерализации.

Минералы молибденитовой ассоциации образуют метасоматические выделения неправильной формы (вкрапленность, гнезда) и прожилки в брекчированных и трещиноватых гранитоидных породах, в роговиках и кварцевых жилах. Главный рудный минерал ассоциации — крупночешуйчатый молибденит I. Последний отлагался позже анортоклаза, альбита, мелкозернистого биотита, апатита, турмалина, мусковита и кварца. Типоморфными геохимическими элементами ассоциации являются молибден и рений. Такие химические элементы, как кремний, селен и теллур, частично унаследуются из ранних минералов при их замещении, частично привносятся гидротермальными растворами.

По С. С. Мкртчяну, К. А. Карамяну и Т. А. Аревшатян (1969), в рудном поле Каджаранского месторождения может быть выделена *кварц-полевошпатовая ассоциация,* прожилки и жилы которой сложены в основном калиевым полевым шпатом. Кварц, биотит и рудные минералы (магнетит, молибденит и халькопирит) развиты в незначительном количестве. Кварц-полевошпатовая ассоциация имеет сравнительно небольшое распространение.

В эту же стадию минерализации отлагается молибденит-кварцевая ассоциация, представленная многочисленными тонкими прожилками (мощность 1—10 мм) в штокверковых зонах. Прожилки сложены главным образом мелкозернистым темно-серым кварцем

(более 95%), в котором развиты мелкочешуйчатые индивиды молибденита II. В молибденит-кварцевых прожилках встречаются редкие мелкие зерна шеелита.

В некоторых месторождениях, например Каджаранском, на средних глубинах (115—165 м) отмечается наиболее богатое оруденение, так как на этом интервале на крупночешуйчатый молибденит I наложился мелкочешуйчатый молибденит II.

Для агрегатов молибденит-кварцевой ассоциации характерны метазернистые и катакластические структуры. Для срастаний минеральных агрегатов этой ассоциации с другими минеральными ассоциациями характерны текстуры прожилковые и пересечения.

Кварц-халькопиритовая и теннантит-энаргитовая минеральные ассоциации отложились в четвертую стадию минерализации; они прослеживаются во всех штокверковых медно-молибденовых месторождениях.

Кварц-халькопиритовая ассоциация распространяется на больших площадях и приурочена к участкам раздробленных и гидротермально измененных пород в экзо- и эндоконтакте гранитоидных интрузий (Каджаран, Центральный участок). В узких брекчированных зонах, пересекающих породы кровли вблизи контакта или вдоль контакта с интрузивными комплексами, резко возрастает количество медных минералов (Дастакерт, Центральный участок). С глубиной медное оруденение на месторождениях уменьшается.

В ассоциации намечается следующая последовательность отложения минералов: кварц, актинолит, альбит, хлорит, серицит, рутил, пирит, арсенопирит, линнеит, халькопирит, молибденит, сфалерит, энаргит, висмутин, виттихенит, эмплектит, галеновисмутит, висмут самородный, теннантит, борнит, халькозин, галенит, самородное золото. Типоморфными элементами ассоциации являются медь и висмут. Железо, селен, теллур, германий, кобальт, молибден, рений и титан заимствуются из рудных и породообразующих минералов при их замещении. Некоторая часть меди и других элементов заимствуется при растворении ранних минеральных ассоциаций.

Главный минерал ассоциации — средне- и мелкозернистый халькопирит — развит в виде метасоматической вкрапленности и прожилков в гидротермально измененных породах, в жильном кварце и раннем пирите.

Первыми в ассоциации отлагались кварц и пирит в виде идиоморфных кристаллов, сцементированных халькопиритом и борнитом. Кварц встречается в подчиненном количестве по отношению к сульфидам и лишь в редких случаях кварц преобладает в прожилках. Пирит развит также редко и выделяется позднее кварца. Он сохранился в халькопирите в виде реликтов. Затем кристаллизовались халькопирит III и энаргит I. В полях халькопирита встречаются мелкие выделения сфалерита и медно-висмутовых минералов. В халькопирите развит тонкочешуйчатый молибденит III. Мелкие кристаллики арсенопирита приурочены к пириту, кварцу и халькопириту; линнеит очень редко встречается в пирите.

Несколько позже халькопирита, энаргита и медно-висмутовых минералов выделялись теннантит, гипогенный борнит и халькозин (см. рис. 69). Последним отлагается самородное золото и разъедает борнит и теннантит.

В эту стадию в рудовмещающих породах развиваются альбит, серицит, кварц, актинолит, хлорит и эпидот. Из них наибольшее распространение получил серицит, который тесно срастается с халькопиритом. Выделения халькопирита в плагиоклазах окружены каемками альбита и серицита. Для этой минеральной ассоциации характерны метазернистые и кристаллобластические структуры. Для срастаний халькопиритовой минеральной ассоциации с агрегатами других минеральных ассоциаций характерны текстуры метасоматического замещения: вкрапленная, прожилковидная, пересечения, реликтовая, графическая и др.

По С. С. Мкртчяну, К. А. Карамяну и Т. А. Аревшатян (1969), в рудном поле Каджаранского месторождения может быть выделена *кварц-пиритовая* минеральная ассоциация, которая имеет локальное распространение и представлена в виде прожилков и вкрапленности. Отмечается пересечение халькопиритовых руд пиритовыми прожилками.

В медно-молибденовых месторождениях Армении на небольших участках развиты медно-мышьяковые руды, представленные теннантит-энаргитовой минеральной ассоциацией, которая, по-видимому, отлагалась в четвертую стадию.

Минералы теннантит-энаргитовой ассоциации слагают агрегаты размером в десятые и сотые доли миллиметра в поперечнике и образуют вкрапленность, прожилки, сетку прожилков, друзы, цемент и каемки. Они отлагаются при метасоматическом замещении, реже при заполнении мелких трещин в медно-молибденовых рудах.

В теннантит-энаргитовую ассоциацию входят кварц, люцонит, энаргит, теннантит, тетраэдрит, халькопирит, халькозин, борнит, пирит, марказит, рутил, виттихенит и самородное золото. Кроме перечисленных минералов, по данным Г. О. Пиджяна (1900 г.) и А. И. Карапетяна (1961 г.), в медно-мышьяковых рудах месторождения Анкаван присутствуют в виде мелких и редких выделений теллуриды золота, серебра, висмута и свинца (сильванит, тетрадимит, калаверит, петцит, теллуровисмутит, алтаит, нагиагит). К. А. Карамяном (1959) в медно-мышьяковых рудах месторождения Дастакерт определены реньерит и германит.

Типоморфными химическими элементами в теннантит-энаргитовой ассоциации являются медь, мышьяк и сурьма.

Главные минералы — кварц и энаргит — слагают в основном прожилки мощностью в десятые и сотые доли миллиметра.

Очень часто энаргит образует каемки такого же размера, как и прожилки вокруг мономинеральных выделений халькопирита III. В энаргите и кварце изредка встречаются мелкие реликты люцонита.

Характерно метасоматическое замещение энаргита и люцонита

теннантитом, который на глубоких горизонтах месторождения Каджаран нередко полностью вытесняет энаргит. Поздний халькопирит IV, как и теннантит, проникает между зернами энаргита и замещает его. Мелкие зерна виттихенита наблюдаются внутри выделений халькопирита и энаргита. Редкие мелкие выделения самородного золота и теллуридов размером от десятых до тысячных долей миллиметра заполняют трещинки в энаргите и халькопирите или проникают по границам участков этих минералов и между их зернами.

Коррозионные микротекстуры между мономинеральными агрегатами энаргита и агрегатами теннантита, халькозина и самородного золота свидетельствуют о смене в течение одной стадии минерализации первоначальных окислительных условий среды более восстановительными.

Кварц-галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация отлагается *в пятую стадию*. В рудных полях она прослеживается в тектонических зонах, пересекающих штокверковое медно-молибденовое оруденение, или в зонах дробления вдоль зальбандов даек и сульфидно-кварцевых жил, или в раздробленных участках сульфидно-кварцевых жил. Полиметаллические агрегаты в форме прожилков, линзочек, гнезд и вкрапленности были встречены во всех медно-молибденовых и молибденовых месторождениях в периферических участках. Размеры выделений в поперечнике колеблются от долей миллиметра до 3—5 см и редко больше.

В данной ассоциации намечается следующая последовательность отложения минералов: пирит, кварц, магнетит, арсенопирит, серицит, хлорит, эпидот, рутил, лейкоксен, сфалерит с эмульсиями халькопирита, пирит мелкозернистый, теннантит, халькопирит, кальцит, доломит, тетраэдрит, фрейбергит, галенит с выделениями фрейбергита, аргентит, самородное серебро, самородное золото, алтаит, гессит?, самородный теллур?, эвкайрит?, умангит? Главные и второстепенные минералы ассоциации — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, кварц, кальцит. Главными типоморфными химическими элементами в этой ассоциации являются цинк и свинец.

К. А. Карамяном (1957 г.) описаны на месторождении Дастакерт полиметаллические прожилки с алабандином, родохрозитом, кальцитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и блеклой рудой.

В полиметаллических агрегатах с месторождения Каджаран иногда встречаются микроскопические выделения алтаита и других теллуридов. Теллуриды замещают галенит, халькопирит, теннантит, сфалерит.

Теллуриды и селениды свинца, серебра и меди были встречены в полиметаллических агрегатах из верхних горизонтов месторождений.

По характерным коррозионным микротекстурам были выделены в кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации пять парагенезисов:

1) пирит — арсенопирит; 2) сфалерит — халькопирит — теннантит; 3) галенит—тетраэдрит—аргентит; 4) самородное золото—самородное серебро; 5) алтаит-теллуриды и селениды меди, серебра и золота.

С ранними минеральными агрегатами полиметаллическая ассоциация образует прожилковые и цементные текстуры.

Для кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации характерны крупно- и среднезернистые структуры, пятнистая, вкрапленная и коррозионная текстуры. В динамометаморфизованных агрегатах наблюдаются структуры мелкозернистая, гранобластическая и распада твердого раствора и текстуры брекчиевая и гнейсовидно-полосчатая.

Вблизи медно-молибденовых месторождений в радиусе 3—5 км расположены собственно полиметаллические месторождения и рудопроявления жильного типа, которые, по-видимому, формировались одновременно с кварц-галенит-сфалеритовой ассоциацией, но приурочены к трещинам и зонам смятия в кварцевых жилах за пределами рудных полей медно-молибденовых месторождений. К этому типу относятся полиметаллические месторождения Пхрут и Аткиз, расположенные к северо-востоку и востоку от месторождения Каджаран, а также рудопроявления Вардандзор, Тей и Личкваз вблизи от месторождения Айгедзор и другие.

Статистический анализ термоэлектрических свойств галенита из месторождений Парагачай и Каджаран на приборе УТЭМ-1, выполненный Г. А. Горбатовым, показал, что кварц-галенит-сфалеритовая ассоциация минералов образовалась в температурных условиях, соответствующих условиям образования среднетемпературных гидротермальных месторождений (200—300° С).

Доломитовая и доломит-халцедоновая безрудные ассоциации отлагались в шестую стадию минерализации. Обе ассоциации распространены в одних и тех же участках рудных полей. Количество карбонатов в штокверковых месторождениях находится в прямой зависимости от содержания во вмещающих породах железо-магнезиальных и кальцийсодержащих силикатов. Так, например, на месторождении Каджаран во вмещающих монцонитах доломитовая и доломит-халцедоновая ассоциации проявлены с большей интенсивностью, чем в сиенит-гранитах и гранодиорит-порфирах месторождения Агарак.

Агрегаты доломитовой ассоциации сложены исключительно неравномернозернистым доломитом II, а более поздние агрегаты доломит-халцедоновой ассоциации — мелкозернистым доломитом III и халцедоном. В доломит-халцедоновой ассоциации наиболее распространенным минералом является халцедон. Анкерит, брейнерит, сидерит, железистый кальцит, арагонит и водяно-прозрачный кварц встречаются в этих ассоциациях очень редко. Из второстепенных минералов развиты в небольших количествах каолинит, хлорит и гидрослюды. В доломите и халцедоне наблюдаются реликты породообразующих минералов, сульфидов, рутила и раннего кварца.

Крупно- и среднезернистые агрегаты доломитовой ассоциации образуют гнезда, линзочки, полоски, прожилки и жилы мощностью от долей миллиметра до 2 м. Доломит II замещает и цементирует обломки вмещающих пород, жильного кварца и сульфидов. Доломитовые прожилки и жилы имеют резкие прямолинейные контакты и полосчатое строение. В неизмененных доломитовых агрегатах развиты гребенчатая и гипидиоморфнозернистая структура. Зерна доломита II характеризуются зональным строением. В динамометаморфизованных агрегатах доломита II зерна имеют однородное или полисинтетически двойниковое строение. Доломитовые жилы и прожилки пересекаются халцедоновыми по диагональным и поперечным трещинам.

В агрегатах доломит-халцедоновой ассоциации мелкозернистый доломит III срастается в переменных соотношениях с халцедоном, мелкозернистым кварцем, кварцином и кремнистым веществом.

По составу различаются доломит-халцедоновые, халцедон-доломитовые и халцедоновые агрегаты. Из них преобладают первые, в которых доломита всегда меньше, чем халцедона. Обычно халцедон или слагает центральную часть прожилков или в тонкозернистых агрегатах тесно срастается с доломитом III. Халцедон и кварцин заполняют пустотки и трещинки в карбонате, цементируют его зерна.

Доломит-халцедоновые, халцедон-доломитовые и халцедоновые прожилки мощностью 1—2 мм, редко до 1—2 см, характеризуются фестончато-полосчатой и почковидной металлоколлоидной текстурами; из структур в них наблюдаются скрытокристаллическая, волокнистая, радиально-лучистая и мозаичная. Они иногда пересекают прожилки доломита II и цементируют его обломки, а иногда халцедон и доломит III заполняют пустотки в центральной части ранних доломитовых жил и прожилков.

Минеральные ассоциации этого состава распространяются в зонах смятия и дробления, которые или пересекают штокверковые тела и сульфидно-кварцевые жилы, или располагаются вдоль контактов кварцевых жил и дайковых пород. Часто карбонатные прожилки отлагаются по трещинам, которые проходили по прожилкам ранних минеральных ассоциаций, например, кварца, халькопирита, пирита и др.

С глубиной содержание карбонатов в некоторых месторождениях увеличивается, например, на месторождении Каджаран в интервале 200—400 м от поверхности сульфидно-кварцевая жила 6 в отдельных участках превращена в кварц-сульфидно-карбонатную брекчию, сложенную обломками кварца и сульфидов, сцементированных карбонатами.

Ангидрит-гипсовая ассоциация была отложена в седьмую стадию, наиболее широко она развита в месторождениях Шикахох и Каджаран. Прожилки ангидрита и гипса пересекают и корродируют все ранние образования. Развиты ангидритовый и гипсовый парагенезисы. Гипс весьма распространен; ангидрит имеет резко

подчиненное значение и замещается гипсом. Обычно ангидрит-гипсовые прожилки, линзочки, реже жилы развиты в зонах дробления.

Для ангидрита и гипса характерна вертикальная зональность отложения. На месторождении Шикахох ангидрит встречен на глубоких горизонтах (180—200 м), а гипс распространен на верхних (60—100 м). В рудном поле месторождения Каджаран наблюдается такая же закономерность.

Гипергенные минеральные ассоциации

При выветривании сульфидных прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд образуются шесть ассоциаций гипергенных минералов (рис. 70): гётит-каолинитовая, вторичных сульфидов, тенорит-купритовая, халцедон-лампадитовая, малахит-кальцитовая и гипсовая. Каждая из них формировалась в определенную стадию минерализации. Наблюдаются пространственное совмещение в зоне окисления минеральных ассоциаций, постепенные переходы между ними и наложение друг на друга.

Краткое описание гипергенных минеральных ассоциаций приведено в порядке последовательности их образования.

Гётит-каолинитовая и вторичных сульфидов ассоциации сформировались в первую стадию.

Первая имеет наибольшее распространение в зоне окисления. В ее состав входит большая группа минералов: каолинит, монтмориллонит, галлуазит, аллофан, халькантит, брошантит, мелантерит, пизанит, фиброферрит, ярозит, гётит, лепидокрокит, самородное золото, гематит, ферримолибдит, повеллит, скородит, оливенит, фармакосидерит, сервантит. Из них главные минералы — гётит и каолинит.

Гетит и другие гидроокислы железа скопляются в верхней части зоны окисления, а глинистые минералы распространяются на значительную глубину от дневной поверхности как в зоне окисления, так и в зоне цементации.

В зоне окисления сильно каолинизированы раздробленные гранитоидные вмещающие породы и слабо каолинизированы дайки порфиров. Гипергенный каолинит метасоматически замещает в первую очередь биотит и плагиоклазы и в последнюю — калиевый полевой шпат. Каолинит тесно связан с гидрослюдами, опалом, ярозитом и лимонитом. Другие глинистые минералы (монтмориллонит, галлуазит, аллофан) имеют второстепенное значение. Они образуют мелкие скопления в породах и жильном кварце по трещинкам и в порах выщелачивания.

Гётит замещает пирит, халькопирит, борнит, молибденит, железистый доломит, биотит, повеллит, ферримолибдит, ярозит. По пириту развиваются псевдоморфозы лимонита, представляющие смесь гётита и лепидокрокита.

Корочки, дендриты, порошковатые и охристые массы лимонита заполняют трещины и поры выщелачивания в каолинизированных породах. На корочках лимонита отлагаются агрегаты куприта, лампадита, кальцита, малахита, самородной меди.

Охристо-желтый ярозит развит в нижней части бурой лимонитовой зоны. Иногда его землистые массы заполняют пустотки, образовавшиеся при выщелачивании пирита. Тонкие корочки халькантита, брошантита, мелантерита и фиброферрита развиты в незначительных количествах в окисленных рудах, выходящих на дневную поверхность. Халькантит и мелантерит образуют друзы и натеки на стенках горных выработок.

Ферримолибдит в небольших количествах развит в верхних частях зоны окисления в 1—10 м от поверхности. Агрегаты ферримолибдита постепенно переходят в гётит. Повеллит, по сравнению с ферримолибдитом, имеет более широкое распространение и встречается в нижних частях зоны окисления в каолинизированных породах на уровне 10—20 м от поверхности и глубже. Повеллит и ферримолибдит пространственно разобщены.

В ассоциацию вторичных сульфидов входят: борнит, халькозин, дигенит, ковеллин, халькопирит, штромейерит, аргентит и марказит. Данная ассоциация слабо проявлена в медно-молибденовых месторождениях Армении. Заметные скопления вторичных сульфидов меди установлены в штокверковых месторождениях — Агарак, Личк и Каджаран. В верхних горизонтах некоторых месторождений (Агарак и др.) вторичные сульфиды меди преобладают над первичным халькопиритом. Из вторичных сульфидов меди на верхних горизонтах зоны цементации широко развит халькозин, а на средних и на нижних — борнит.

Тенорит-купритовая ассоциация отлагалась во вторую стадию минерализации. Она наблюдается в тех участках месторождений, где развиты скопления гипергенного халькозина. Главными минералами в ассоциации являются куприт и кирпичная медная руда, реже встречаются тенорит, делафоссит и самородная медь. Тенорит-купритовая ассоциация образуется в зоне кислородного выветривания. В этих условиях халькозин замещается купритом, а борнит и халькопирит — скрытокристаллическим агрегатом куприта, делафоссита и гётита. Наблюдались случаи замещения ковеллина тенoритом.

В некоторых месторождениях (Анкаван, Главный участок; Каджаран, Центральный участок) наблюдались прожилки и гнезда куприта и тенорита, образовавшиеся по энаргиту. Куприт и тенорит замещаются малахитом и азуритом.

Делафоссит развит в виде редких корочек и прожилков в участках тенорита и кирпичной медной руды.

Халцедон-лампадитовая и малахит-кальцитовая ассоциации отлагались в третью стадию минерализации. Первая распространена на небольших участках в нижней части зоны окисления и представлена лампадитом, псиломеланом, пиролюзитом, халцедоном,

опалом, хризоколлой. Из перечисленных минералов главными являются лампадит и халцедон. Остальные минералы встречаются в небольших количествах.

Минералы этой ассоциации отлагаются в виде корочек, прожилков, полосок и дендритов на гётите или по сети трещинок в лимонитизированных, каолинизированных и окварцованных породах. В минералах ассоциации присутствует большое количество примесей. Так, например, в лампадите установлено железо, кальций, магний, барий, молибден, кобальт, никель, титан, ванадий, алюминий, кремний.

По колломорфному и метаколлоидному строению агрегатов, по необычно большой загрязненности минералов примесями можно предположить, что отложение рассматриваемой минеральной ассоциации происходило из коллоидных растворов.

Минералы малахит-кальцитовой ассоциации — кальцит, арагонит, повеллит, малахит, азурит — также выделяются в третью стадию минерализации. Они развиты на корочках гётита, лампадита, реже хризоколлы. Арагонит встречается реже по сравнению с кальцитом и слагает корочки, которые чередуются с полосками лампадита и хризоколлы (Каджаран) или с полосками кальцита (Анкаван).

Малахит и азурит в небольших количествах повсеместно развиты в окисленных рудах. Из них преобладает малахит. Они образуют тонкие корочки, почки, прожилки и шарики с радиально-лучистым и волокнистым строением. Реже встречаются скрытокристаллические натечные агрегаты малахита и азурита. Псевдоморфный малахит развивается по куприту и кирпичной медной руде. Обычно азурит выделяется позже малахита, но в тех участках, где азурита больше, наоборот, малахит развивается позже азурита.

Между халцедон-лампадитовой и малахит-кальцитовой ассоциациями и наблюдается тесная пространственная связь. По-видимому они отлагаются одновременно в тех участках зоны окисления, где происходит смешивание коллоидных растворов марганца и кремния с молекулярными гидрокарбонатно-кальциевыми растворами. Однако главная масса минералов халцедон-лампадитовой ассоциации выделяется раньше малахита и азурита.

Гипсовая минеральная ассоциация отлагалась в четвертую стадию минерализации в окисленных и смешанных рудах. Она распространена как в приповерхностных, так и в более глубоких горизонтах некоторых медно-молибденовых месторождений (Каджаран), сульфидные руды которых отличаются высоким содержанием карбонатов (до 30%) и пирита (до 10%).

Гипергенные сульфаты представлены гипсом, ангидритом, баритом, англезитом, брошантитом, халькантитом, мелантеритом, пизанитом, кировитом, фиброферритом, копиапитом, эпсомитом и бледитом. Главная масса хорошо растворимых сульфатов отлагается в зоне окисления во все стадии процесса гипергенной минерализации.

Широко распространенным минералом в этой группе является гипс. Остальные сульфаты развиты в незначительных количествах в окисленных рудах в виде корочек и выцветов.

Качественная химико-минералогическая характеристика главнейших типов медно-молибденовых руд

Перед цветной металлургией первостепенной задачей является комплексное и наиболее полное использование минерального сырья. Даже небольшое извлечение попутных компонентов с высокой стоимостью (например золота и рения) может привести к значительному повышению цены сырья, особенно в том случае, если по основному металлу (например медь) извлечение будет снижено.

Комплексные медно-молибденовые руды по химико-минеральному составу подразделяются на три типа: сульфидный (содержание окисленного молибдена менее 12%), смешанный (содержание окисленного молибдена от 12 до 20%, в среднем 17%), окисленный (содержание окисленного молибдена более 20%, а окисленной меди до 80—90%). Сульфидные и смешанные руды имеют большое промышленное значение и широко распространены на медно-молибденовых месторождениях.

По текстурным особенностям в каждом типе руд выделяются следующие виды: вкрапленный и прожилково-вкрапленный, брекчиевый и брекчиевидный. Прожилково-вкрапленные руды являются типичными для штокверкового медно-молибденового оруденения.

Брекчиевые и брекчиевидные руды встречаются реже, главным образом в кварцевых жилах и сильно окварцованных породах.

В каждом типе руд выделяются технологические сорта, отличающиеся друг от друга содержанием металла, а также строением: например, сорт I руды — медно-молибденовый прожилково-вкрапленный, с соотношением Cu : Mo от 10 : 1 (реже 5 : 1) до 30 : 1; сорт II руды — молибденовый прожилково-вкрапленный и брекчиевидный с отношением Cu : Mo от 3 : 1 до 0,1 : 1. Содержание меди в этом сорте руды непромышленное; сорт III руды — медный прожилково-вкрапленный и вкрапленный с отношением Cu : Mo от 30 : 1 до 40 : 1. Содержание молибдена в этом сорте руды непромышленное.

В штокверковых месторождениях широкое распространение получили сорта I и II. На главнейших медно-молибденовых месторождениях намечается определенная закономерность в распространении различных сортов руды. Так, например, на верхних горизонтах преобладают медные и медно-молибденовые руды, на средних горизонтах распространены медно-молибденовые руды, на нижних горизонтах развиты молибденовые и реже медно-молибденовые прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды.

Сульфидные медно-молибденовые прожилково-вкрапленные руды развиты на средних и глубоких горизонтах месторождений. Верхняя их граница проходит на глубине 40—60—100 м. В неко-

торых месторождениях сульфидные руды разведаны на глубину до 450—700 м. Основной массой руды являются раздробленные вмещающие породы, в различной степени гидротермально измененные. Количество сульфидов в руде колеблется от 2 до 10%, редко выше.

Главные ценные компоненты сульфидных медно-молибденовых руд — молибден, медь и рений. Их промышленные минералы в рудах — молибденит и халькопирит. Небольшое распространение имеют другие гипогенные минералы меди — борнит, халькозин, энаргит, люцонит, теннантит, тетраэдрит и фрейбергит. В штокверковых месторождениях Армении на интервале от 50—70 до 100—150 м от поверхности встречаются вторичные сульфиды меди (халькозин, ковеллин).

Нерудные минералы волокнистые и пластинчатые (биотит, серицит, мусковит, гидрослюда, хлорит, актинолит, гипс), тесно срастающиеся с халькопиритом, молибденитом и другими рудными минералами, отделяются с трудом при флотации руды и загрязняют концентраты. Глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, галлуазит, аллофан) также осложняют процесс флотации сульфидов. Известно, что каолинизированные, хлоритизированные, развальцованные, перетертые, раздробленные и выщелоченные руды, развитые в участках интенсивных тектонических нарушений, обогащаются с большими потерями.

Полезными примесями в рудах являются рений, селен, теллур, золото и серебро. Рений постоянно присутствует в молибденитах. Содержание рения в молибденитах высокое — $5{,}4 \cdot 10^{-2}\%$ (Магакьян и др., 1970). Во время флотации руд рений накапливается в молибденитовых концентратах. Количество рения в концентратах увеличивается пропорционально количеству молибдена. Модуль* рения в концентратах, полученных при обогащении медно-молибденовых руд месторождений Армении, в среднем равен 4,4—5,12 (С. С. Акмаева, 1961 г.).

Селен и теллур содержатся в халькопирите, молибдените, пирите, галените, сфалерите, борните, блеклой руде. По данным Н. Д. Синдеевой (1959), наиболее высокие содержания селена обнаружены в молибдените, халькопирите и пирите.

При флотации сульфидных руд селен, теллур, золото и серебро накапливаются главным образом в медном концентрате. Меньшая часть селена и теллура содержится в молибденовых концентратах.

Минералы висмута — висмутин, самородный висмут, галеновисмутит, виттихенит и эмплектит — образуют пластинчатые и неправильной формы включения в халькопирите и борните. Размеры их выделений измеряются сотыми и тысячными долями миллиметра. Наиболее распространенные висмутовые минералы — виттихе-

---

* Модуль рения показывает, какое количество рения в граммах на тонну приходится на 1% молибдена.

нит и эмплектит — установлены в рудах медно-молибденовых месторождений Армении в количестве до 0,01%, реже до 1%.

Вредными примесями в медно-молибденовых рудах являются мышьяковые минералы — арсенопирит, энаргит, теннантит. Если количество медно-мышьяковых минералов в руде колеблется от 0,1 до 1% и выше, то необходимо оконтуривать участки медно-мышьяковых руд. Минералы мышьяка и висмута накапливаются в медном концентрате, но они могут загрязнять и молибденовый концентрат.

Для первичных сульфидных руд характерны текстуры вкрапленная, пятнистая и прожилковая. В них широко развиты различные морфологические виды коррозионных текстур. Границы между породообразующими и рудными минералами или между жильным кварцем и рудными минералами, как правило, зазубренные.

Срастания халькопирита с молибденитом также относятся к типу коррозионных микротекстур. Графическая, субграфическая и реликтовая формы срастаний молибденита с халькопиритом должны всегда учитываться при качественной характеристике медно-молибденовых руд, так как такие виды срастаний мешают полному разделению молибденита и халькопирита при селективной флотации.

Необходимо обратить внимание на тонкорасщепленную форму молибденита, наблюдаемую в участках темно-серого кварца. Расщепленные чешуйки молибденита величиной в тысячные доли миллиметра при измельчении руды не могут быть полностью освобождены от кварца. В рудах с темно-серым кварцем, содержащим мелкочешуйчатый или расщепленный молибденит, резко снижается выход последнего в концентрат, поэтому участки руды с темно-серым кварцем должны оконтуриваться при подсчете запасов.

Вторичные сульфиды меди образуют пленки, каемки, нитеобразные прожилки и пятна не только в халькопирите, но и в пирите, сфалерите и галените. Поэтому медный концентрат при флотации загрязняется пиритом, сфалеритом, галенитом и кварцем.

Смешанные (сульфидно-окисленные) *медно-молибденовые прожилково-вкрапленные руды* распространены в штокверковых месторождениях Армении на глубине от 10 до 60 м. Они слагают участки неправильной формы в виде карманов и линз среди окисленных и сульфидных руд. Между сульфидными и смешанными рудами или между смешанными и окисленными рудами наблюдаются постепенные переходы. Вдоль трещинных зон они распространяются на более глубокие горизонты (до 200 м и глубже). Иногда смешанные руды выходят на поверхность. Эти руды отличаются сложным минеральным составом и строением.

В смешанных рудах наряду с гипогенными рудообразующими минералами развиты вторичные сульфиды меди и гипергенные минералы: повеллит, ферримолибдит, куприт, тенорит, кирпичная медная руда, малахит, азурит, хризоколла, лампадит, ярозит, гётит, гидрогётит, гидрогематит, кварц, гипс, каолинит, кальцит, каль-

кантит, меланterит и др. Из них наиболее распространены вторичные сульфиды меди, каолинит и гипс.

Первичные сульфиды — молибденит, халькопирит, борнит, халькозин, энаргит и пирит — часто развиты в виде реликтов во вторичных минералах.

Смешанные руды характеризуются повышенным содержанием меди по сравнению с сульфидными рудами.

Окисленные прожилково-вкрапленные руды распространены в верхних горизонтах медно-молибденовых месторождений и продолжаются на глубину до 10—30 м, иногда до 50 м от поверхности. Они обычно приурочены к сильно каолинизированным и лимонитизированным породам. Содержание меди в окисленных рудах повышенное, а молибдена — более низкое по сравнению с сульфидными рудами. Рассеянные элементы — рений, селен и теллур — окисляются до высших валентностей и выносятся грунтовыми водами.

В окисленных рудах распространены гипергенные минералы молибдена (повеллит, ферримолибдит, молибденсодержащий лимонит) и меди (куприт, тенорит, самородная медь, кирпичная медная руда, делафоссит, малахит, азурит, хризоколла, халькантит, брошантит). Из гипергенных минералов железа в рудах широко развиты гётит, лепидокрокит, гематит, ярозит, иногда меланterит и скородит.

Из гипергенных нерудных минералов в окисленных рудах присутствуют каолинит, гидрослюда, кальцит, арагонит, халцедон, опал, кварц, гипс и др.

В окисленных рудах молибденит, халькопирит, борнит, халькозин, энаргит, пирит, сфалерит, галенит, железистый доломит или полностью выщелочены, или мелкие выделения их нацело замещены вторичными минералами, или первичные минералы сохранились в виде мельчайших реликтов в массе вторичных минералов. Наиболее часто выщелачиваются или окисляются доломит, халькопирит, пирит и кварц; наиболее устойчивы молибденит и энаргит.

Для окисленных и смешанных руд характерны разнообразные текстуры: коррозионные (каемочная, нитеобразная, решетчатая, сетчатая, реликтовая), коллоидные и метаколлоидные (корковая, фестончатая, землистая), каркасные (пористая, ящичная, ячеистая), а также вкрапленная, прожилковая, дендритовая и друзовая.

Для гипергенных минералов характерно тонкое срастание друг с другом. Например, повеллит и ферримолибдит замещаются гётитом; тонкие корочки малахита, хризоколлы, халцедона, лампадита, кальцита и арагонита часто переслаиваются друг с другом; в массе гётита развиты мелкие скопления ковеллина и реликты халькопирита; тончайшие пленки повеллита обволакивают кристаллы кальцита и молибденита; куприт образует срастания с гётитом и халькозином; в халькозине содержатся тонкие реликты пирита и халькопирита.

Благодаря сложному строению окисленных руд извлечение минералов меди и молибдена при флотации их становится невозможным.

Рассмотренные выше типы руд наиболее характерны для медно-молибденового штокверкового оруденения Армении. К второстепенным разновидностям можно отнести брекчиевые и брекчиевидные медно-молибденовые и молибденовые руды, локализующиеся в гидротермально измененных породах и в кварцевых жилах.

Сульфидные и смешанные руды с вкрапленными, пятнистыми, прожилковыми и брекчиевыми текстурами обогащаются сравнительно хорошо.

Руды с брекчиевидными и сланцеватыми текстурами, содержащие повышенное количество хлорита, серицита, каолинита и гипса, обогащаются с большими потерями.

По соотношению крупности зерен структуры минеральных агрегатов разделяются на равномерно- и неравномернозернистые. Благоприятными для обогащения являются равномерносреднезернистые структуры.

Очень большое значение для переработки руды имеет колебание размеров зерен рудообразующих минералов и их средняя величина. Поэтому принято руды и минеральные агрегаты разделять по крупности минеральных зерен на пять групп: 1) крупнозернистые с величиной зерен в диаметре более 2 мм; 2) среднезернистые — от 2 до 0,2 мм; 3) мелкозернистые — от 0,2 до 0,02 мм; 4) тонкозернистые — от 0,02 до 0,002 мм; 5) субмикроскопические и коллоидно-дисперсные, величина частиц которых менее 0,002 мм.

В медно-молибденовых рудах хорошо разделяются при обогащении минералы в крупно-, средне- и мелкозернистых агрегатах, для которых характерны зернистые, метазернистые, кристаллобластические и катакластические структуры. Однако концентраты, полученные при обогащении руд с метазернистыми структурами, всегда будут загрязнены минералами, представленными в виде реликтов. Тонкозернистые минеральные агрегаты плохо обогащаются или совсем не обогащаются, например агрегаты темно-серого кварца с расщепленным молибденитом.

Коррозионные микротекстуры оказывают большое влияние на процесс обогащения сульфидных и смешанных руд, так как в этом типе срастаний наиболее широко развиты зазубренные границы, заливы, каемки, микропрожилки и реликты. Например, руды с графическими, субграфическими, реликтовыми микротекстурами, характерными для срастаний пирита и молибденита, молибденита и халькопирита, молибденита и борнита, пирита и халькопирита, породообразующих минералов и молибденита или халькопирита, обогащаются с потерями.

При обогащении окисленных и смешанных руд с натечными, коллоидными и метаколлоидными микротекстурами и структурами

промышленные минералы извлекаются в концентраты с большими потерями или совсем не выделяются.

Следовательно, при обогащении комплексных медно-молибденовых руд всегда должны учитываться различные типы минеральных срастаний, от которых зависит извлечение промышленных минералов в концентрат.

Промышленные типы медно-молибденовых месторождений Армении

По морфологии рудных тел и особенностям геологического строения удается выделить следующие пять промышленных типов медно-молибденовых месторождений Армении (табл. 21):

1. Штокверки в гранитоидах.
2. Штокверки в вулканогенно-осадочных толщах кровли интрузивов.
3. Сульфидно-кварцевые жилы и штокверки в гранитоидах.
4. Сульфидно-кварцевые жилы и штокверки в скарнах на контакте гранитоидов с карбонатными породами.
5. Пегматиты с гнездами молибденита в гранитоидах.

Из всех указанных типов месторождений по масштабам проявления оруденения выделяются месторождения первого типа, залегающие в монцонитах, гранодиоритах, кварцевых диоритах и других гранитоидных породах. К ним относятся Каджаран, Агарак, Личк, открытое недавно Анкасар и другие месторождения медно-молибденовых руд, локализованные на юге Армении и Анкаванское — в Разданском рудном районе.

От них несколько отличаются по масштабам штокверки в вулканогенно-осадочных толщах (второй тип), характеризующиеся тем, что в них медно-молибденовое оруденение находится во вмещающих интрузивы вулканогенных породах кровли. К этому типу месторождений относятся Дастакерт, Шикахох, Варденис и другие медно-молибденовые месторождения. Меньшее промышленное значение имеют третий и четвертый типы медно-молибденовых месторождений — рудные жилы и штокверковые зоны в гранитоидах, представленные Айгедзорским, Техутским и другими объектами, и рудные жилы и штокверки в скарнах на контакте гранитоидов с карбонатными породами, к которым относятся скарновые участки Анкаванского, а также Кефашенское и Уляшикское месторождения. Месторождения пятого типа — пегматитовых рудоносных жил — распространены в Армении ограниченно, масштабы их небольшие, и самостоятельного практического значения они не имеют.

Охарактеризованные промышленные типы месторождений медно-молибденовых руд Армении имеют свои аналоги и в других рудоносных провинциях СССР и зарубежных стран, но отличаются вместе с тем своими специфическими особенностями.

Медно-молибденовые месторождения Армении имеют определенное сходство с известными медно-молибденовыми месторожде-

Промышленные типы медно-молибденовых месторождений Армянской ССР

Морфологический тип	Вмещающие породы	Основной минеральный состав руд	Главные промышленные элементы	Сопутствующие элементы	Масштабы месторождений	Примеры месторождений
Штокверки в гранитоидах	Монцониты, диориты, сиениты, гранодиориты и др.	Халькопирит, энаргит, молибденит, пирит; в зоне окисления — ферримолибдит, повеллит, халькозин, гётит	Медь, молибден	Рений, селен, теллур, золото, серебро, висмут и др.		Каджаран, Агарак, Личк, Анкаван, Анкасар
Штокверки в вулканогенно-осадочных толщах кровли интрузивов	Порфириты, туфобрекчии, контактовые роговики, частично гранитоиды	Халькопирит, молибденит, пирит	Медь, молибден	Рений, селен, теллур, золото, серебро, висмут и др.	Средние, мелкие	Дастакерт, Шикахох, Варденис
Сульфидно-кварцевые жилы и штокверковые зоны в гранитоидах	Гранодиориты, монцониты, диориты, сиениты и др.	Молибденит, халькопирит, галенит, сфалерит	Молибден, медь, свинец, цинк, серебро	Висмут, рений, селен, теллур, кадмий, индий и др.	Средние, мелкие	Айгедзор, Даразамин, Техут
Сульфидно-кварцевые жилы и штокверки в скарнах на контакте гранитоидов с карбонатными породами	Скарны, гранатовые, гранат-эпидотовые, гранат-пироксеновые и др.	Халькопирит, молибденит, шеелит	Молибден, медь, вольфрам	Рений, селен, теллур, висмут, золото и др.	Средние, мелкие	Анкаван (скарновые участки), Кефашен, Уляшик
Пегматиты с гнездами молибденита в гранитоидах	Монцониты, диориты, сиениты	Молибденит	Молибден	Медь, рений и др.	Мелкие	Калер, Давачи

ниями, такими, как Коунрад и Бощекуль в Казахской ССР и Кальмакыр в Узбекской ССР. Общим для всех этих месторождений являются развитие штокверкового оруденения в интрузивных породах, многостадийность оруденения и комплексный состав руд. Все три упомянутых месторождения по содержанию в рудах молибдена значительно более бедны, чем медно-молибденовые месторождения Армении. Последние по содержанию молибдена скорее всего можно сравнить с Джерикенским месторождением, находящимся в пределах Восточного Забайкалья. Оно является по составу руд также медно-молибденовым, но несколько уступает по содержанию меди соответствующим рудным месторождениям Армении.

Как аналог третьего типа — сульфидно-кварцевые жилы в гранитоидах — могут рассматриваться Давендинское месторождение в Восточном Забайкалье и Восточно-Коунрадское в Прибалхашье. По минеральному составу, наличию в рудах молибденита, а также и характеру околорудных изменений, выраженных в серицитизации вмещающих пород, Айгедзорское месторождение и сульфидно-кварцевые жилы Каджарана ближе стоят к Давендинскому. Более высокотемпературным месторождением является Восточно-Коунрадское, вмещающие породы которого подвергнуты грейзенизации. Рудные жилы и штокверки в скарнах на контакте гранитоидов с карбонатными породами (четвертый тип) имеют своими аналогами месторождения шеелита Средней Азии. В этом отношении ближе других к соответствующему участку Анкаванского и к Кефашенскому месторождениям Армении подходит Лянгарское в Средней Азии, более обогащенное молибденитом по сравнению с другими месторождениями этой провинции.

Месторождения пятого типа — пегматиты с гнездами крупночешуйчатого молибденита — известны и в других провинциях, но как правило, промышленного значения не имеют.

Некоторые практические задачи дальнейших поисково-разведочных работ на медно-молибденовое оруденение в рудных областях Армении

По прогнозной оценке, при условии выполнения необходимого объема поисковых и геологоразведочных работ, можно значительно увеличить промышленные запасы комплексных медно-молибденовых руд, меди и молибдена, а также сопутствующих им серебра, рения и других металлов как на флангах и глубоких горизонтах эксплуатируемых месторождений, так и за счет выявления новых месторождений на новых площадях.

Наиболее перспективными на медно-молибденовое оруденение является Зангезурская рудная область и в особенности входящие в нее Мегринский, Каджаранский и Гехинский, а также Кафанский и Дастакертский рудные районы.

Руководствуясь описанными выше закономерностями размещения оруденения, магматическим, тектоническим и литологическим контролем оруденения, учетом его зональности, а также глубины эрозионного среза, можно с большой степенью уверенности выделить в пределах этой богатой рудной области площади, перспективные на открытие новых крупных скоплений медно-молибденовых руд.

Перспективными являются прежде всего площади развития интрузивных пород как в эндо- и экзоконтактных зонах, так и внутри массивов вдоль рудоконтролирующих разрывов. Оруденение может размещаться также в толщах вулканогенно-осадочных пород в некотором удалении от интрузивных массивов, по аналогии с Шикахохским и Дастакертским медно-молибденовыми месторождениями.

Особое внимание следует уделить планомерному и детальному исследованию полосы шириной 10—15 км вдоль Дебаклинского разлома, на всем его протяжении от Агарака до Дастакерта и дальше на северо-запад (см. рис. 7).

Геологоразведочные работы на известных рудных полях должны быть направлены на выявление промышленных руд, скрытых на глубине, а также на флангах месторождений. В частности, первоочередной задачей по Агаракскому медно-молибденовому месторождению является разведка глубоких горизонтов Центрального участка, а также западного, южного и северного флангов месторождения; наряду с этим должны проводиться поисковые работы в контактной полосе сиенито-гранитов и порфировидных гранодиоритов, вдоль крупных разрывных нарушений (см. рис. 15).

По Личкскому рудному полю устанавливается площадное распространение медно-молибденового оруденения. Учитывая вероятность вертикальной зональности, можно ожидать с глубиной повышения содержания молибдена. Поэтому геологоразведочные работы здесь целесообразно направить на вскрытие глубоких горизонтов и флангов собственно Личкского месторождения и на детальные исследования контактной полосы монцонитовой и гранодиоритовой интрузий.

По Каджарану благоприятными участками для проведения разведочных работ являются южный и юго-восточный фланги рудного поля, где обнаружено медное и медно-молибденовое оруденение. Определенный интерес представляют также северный и северо-западный фланги месторождения, отличающиеся более богатым содержанием в рудах молибдена (см. рис. 8, 9).

Подлежат проверке проявления медно-молибденовых руд, обнаруженных к западу от Каджарана, в высокогорной части Зангезурского хребта, у истоков р. Капутджух, Егасар и Саккар-су.

К северу от Каджаранского медно-молибденового месторождения расположено обширное Гехинское рудное поле. По составу интрузивных пород, структурным особенностям и характеру минерализации оно сходно с Каджаранским. Весь этот район —

верхний бассейн р. Гехи — заслуживает проведения детальных научно-исследовательских, геологопоисковых и разведочных работ.

В Дастакертском рудном районе перспективными на выявление медно-молибденового оруденения являются участки дробления в порфиритах — породах кровли, а также в полосе экзо- и эндоконтакта интрузий гранодиоритов. Наряду с проведением поисковых работ на новых благоприятных участках необходимо разведать известные рудоносные участки в пределах собственно Дастакертского месторождения. Нельзя считать законченными также исследования всего Баргушатского хребта.

В Кафанском рудном районе, наряду с предстоящими работами по расширению запасов медных, полиметаллических и золотоносных руд, следует продолжать работы по изучению Шикахохского медно-молибденового месторождения, представляющего не только практический, но и большой научный интерес.

С юго-запада к Кафанскому рудному району примыкает тектонический блок, сложенный метаморфическими сланцами и девонскими известняками и отделенный от этого района Гиратахским разломом (см. рис. 7). По-видимому, блок отделен и от Каджаранского рудного района серией разрывных нарушений. В пределах этого блока, подвергнутого более глубокой эрозии по сравнению с прилегающими площадями, пока никаких месторождений не выявлено. Однако, поскольку он находится в подвижной зоне, где развивалось эндогенное оруденение, в нем вполне вероятно выявление промышленных месторождений меди, молибдена, свинца и цинка, которые могут локализоваться в карбонатных и других толщах вдоль разрывных нарушений. В этом отношении особый интерес представляют участки, тяготеющие к выходам скрытых или обнажающихся, но пока незакартированных интрузивных пород. Для выявления возможных рудных месторождений необходимо проведение структурных, геофизических и геохимических исследований, сопровождаемых поисковым бурением.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о значительной перспективности Зангезурской рудной области в отношении открытия новых рудных месторождений и увеличения запасов минерального сырья, в частности медно-молибденовых руд.

С точки зрения выявления новых медно-молибденовых месторождений не лишена интереса Айоцдзорская рудная область (см. рис. 7). Следует подчеркнуть, что она подвергнута незначительному эрозионному срезу. Для этой области более характерно наличие свинцово-цинкового оруденения, в то время как в соседней Зангезурской рудной области широко развиты более высокотемпературные образования — медно-молибденовые и медные месторождения.

Учитывая закономерно проявленную зональность оруденения, наблюдаемую в соседних районах, а также наличие в пределах этой рудной области Варденисского медно-молибденового месторождения, имеется достаточно оснований для предположения, что

поисково-разведочные работы в нижних частях разреза вулканогенных образований Айоцдзорской области могут привести к обнаружению более высокотемпературного промышленного оруденения, в частности медно-молибденового. Поэтому в практику проводимых здесь поисково-разведочных работ необходимо ввести бурение скважин на рудных полях для пересечения надрудных толщ и поисков промышленного оруденения под ними, в горизонтах пород, благоприятных для рудоотложения, установленных по химическому составу и физико-механическим свойствам.

Хосровская рудная область, расположенная между Айоцдзорской и Разданской, является в металлогеническом отношении наименее изученной (см. рис. 7). Однако и здесь обнаружены рудопроявления цветных и легирующих металлов, в том числе меди и молибдена.

Благоприятное геологическое строение этой области — наличие выходов интрузивных пород, слоистых толщ с различными физико-механическими свойствами, пересеченных серией дорудных разрывных нарушений, как и прямые признаки минерализации, предопределяют возможность обнаружения месторождений металлических полезных ископаемых, в том числе медно-молибденовых на более глубоких (по отношению к современному эрозионному срезу) горизонтах.

Разданская рудная область, расположенная в центре республики, относится к числу богатейших по месторождениям железа, титана, нефелиновых сиенитов и других металлов, нерудных полезных ископаемых, целебных минеральных вод. Здесь же находится Анкаванское медно-молибденовое месторождение. Между тем в геологическом отношении эта область изучена относительно слабо, выявленные месторождения и рудопроявления недостаточно разведаны. Авторам представляется, что по Анкаванскому рудному району необходимо провести детальную разведку выявленных рудоносных зон в массиве интрузивных пород Центрального участка одноименного месторождения, с детальным опробованием руд не только на медь и молибден, но и на сопутствующие вольфрам, рений, селен, теллур, висмут, золото и серебро (см. рис. 28).

Севано-Амасийская рудная область (см. рис. 7) имеет свои особенности. Здесь на большом протяжении прослеживается зона крупных разрывных нарушений, вдоль которой внедрились интрузивные тела основных и ультраосновных пород, вытянутые в виде пояса по северо-восточному побережью оз. Севан и далее в северо-западном направлении в Амасийском районе. Здесь насчитывается до 25 массивов интрузивных пород, представленных габбро, пироксенитами, перидотитами, дунитами и др. Они обнажаются среди пород верхнего мела и эоцена, смятых в серию складок. В этой полосе вскрыты также небольшие выходы гранитоидов третичного возраста, с которыми связывается медное оруденение.

В металлогеническом отношении Севано-Амасийская рудная область представляет большой интерес в отношении возможности

выявления новых месторождений хромита, меди, никеля, кобальта, ртути и некоторых других металлов.

В юго-восточной части этой рудной области развиты мощные лавовые покровы, перекрывающие массивы интрузивных пород, широко распространенных в соседних Зангезурской и Айоцдзорской рудных областях, с которыми генетически и территориально связано промышленное медно-молибденовое оруденение. Исходя из этого, здесь необходимо провести глубинные поиски в целях выявления возможных рудных тел, перекрытых лавами.

В геологическом строении Степанаван-Кировакан-Дилижанской рудной области принимают участие верхнемеловые известняки, из-под которых на небольшом участке обнажаются древние метаморфические сланцы, а также вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования эоцена. Рудовмещающими являются преимущественно эоценовые порфириты, дациты, кварцевые порфиры, их туфы и туфобрекчии, а также прорывающие их гранодиориты. Эта рудная область перспективна в отношении выявления промышленных месторождений меди, свинца, цинка и серебра, а также алмазов, связанных с ультраосновными породами. Определенный интерес представляет обнаружение чешуек молибденита в экзоконтакте интрузии гранитоидов в интенсивно гидротермально измененных порфиритах и кварцевых жилах Дилижанского медного месторождения (в районе старого рудника Арцруни). Рекомендуется провести детальные геолого-структурные исследования, поисковое глубокое бурение и горные выработки для вскрытия и детального изучения внутреннего строения рудоносных зон и рудных тел.

Алаверди-Бердская рудная область охватывает северо-восточную часть территории республики. Здесь выявлены многочисленные месторождения и проявления медных, медно-свинцово-цинковых, серноколчеданных, железных и других руд. В качестве сопутствующих элементов встречаются серебро, висмут, селен, теллур, кадмий и другие редкие и рассеянные элементы. Важной особенностью входящего в область Алавердского рудного района является присутствие типичного комплексного медно-молибденового оруденения в кварцевых диоритах Кохбского интрузивного массива (Техутское месторождение). Весьма благоприятные геологические условия диктуют проведение более детальных поисков новых рудных месторождений, в том числе медно-молибденовых.

Для обеспечения высокой эффективности намечаемых поисково-разведочных и ревизионных работ в геологически благоприятных рудных районах Армении для обнаружения новых промышленных медно-молибденовых месторождений, целесообразно предварительно осуществить ряд комплексных исследований, а именно: а) общих геофизических исследований для установления разрывных нарушений, скрытых интрузивных и экструзивных массивов, жерловых фаций и т. д. и уточнения стратиграфического разреза; б) геохимических исследований с целью оконтуривания первичных

ореолов рассеяния; в) специальных стратиграфических, литологических, петрографических, формационных и других исследований, сопровождаемых изучением физико-механических свойств вмещающих пород; г) минералого-геохимических исследований, включая детальное петрографическое изучение различных фаций гидротермально измененных пород, стадийности минералообразования с детальным изучением отдельных рудных и нерудных минералов, входящих в их состав редких и рассеянных элементов, а также парагенетических ассоциаций минералов и элементов; е) геохронологических исследований с применением современных методов определения абсолютного возраста.

Исследования перспективных больших площадей и рудных полей должны сопровождаться изучением структурно-геохимических особенностей разрабатываемых и разведываемых месторождений и проведением специальных исследований по методике поисков и разведки.

Намеченные комплексные исследования должны проводиться на базе структурно-геологической съемки рудоносных площадей в крупном масштабе и сопровождаться необходимым объемом буровых и горных работ (включая глубокое структурное бурение).

Все эти исследования существенно уточнят поисковые критерии, позволят выявить новые месторождения полезных ископаемых, в том числе скрытые рудные тела.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Медно-молибденовые месторождения Средней Азии расположены в пределах Кураминского рудного района. Е. Д. Карпова (1970 г.) рассматривает этот район как обнажающуюся на поверхности часть обширного Курамино-Кызылкумского рудного пояса, соответствующего одноименному интрузивно-вулканогенному поясу, протягивающемуся в северо-западном — юго-восточном направлении под чехлом платформенных отложений Северо-Кызылкумской синеклизы более чем на 900 км, от Аральского моря на западе до Ферганской впадины на востоке. В истории геологического развития Кураминского рудного района выделяют четыре этапа («Основы научного прогноза месторождений», 1971).

1. Первый геосинклинальный этап (Cm—S) — заложение геосинклинального прогиба и формирование алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых образований с прослоями эффузивов и известняков. В рудном районе эти породы распространены незначительно и представлены крупными ксенолитами, обнажающимися в ядрах антиклинальных структур среди более молодых пород.

2. Первый орогенный этап (S_2—D_1) — воздымание территории и образование в пределах Кураминского рудного района консоли-

дированной антиклинальной структуры, широкое проявление эффузивного и интрузивного магматизма. Для этого этапа характерны эффузивные образования кислого — среднего состава: андезитовые, андезит-дацитовые порфириты, дацитовые и липаритовые порфиры, фельзиты, туфы, туфобрекчии и др.; интрузии умеренно кислого и субщелочного состава: адамеллиты, аляскитовые граниты, гранодиорит- и сиенит-порфиры, кварцевые порфиры и др., которые завершают каледонский цикл развития рудного района.

3. Второй геосинклинальный этап (D_2—C_1). В живетское время в условиях интенсивных глыбовых перемещений происходит общее погружение территории и заложение миогеосинклинального прогиба, в котором формируются мощные толщи карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (D_2—C_{1-2}) и вулканогенных пород андезитовой формации (C_{1-n}—C_2): преимущественно андезитов и андезит-дацитовых порфиритов общей мощностью до 3—4 км.

4. Второй орогенный этап (C_2—T) характеризуется интенсивным проявлением магматической деятельности: многократным чередованием эффузивного и интрузивного магматизма, сложной блоковой перестройкой зоны с проявлением тектонических движений разрывного и взбросо-сдвигового характера.

Среди верхнепалеозойских интрузивных образований выделяются четыре интрузивных комплекса: 1) среднекаменноугольный — габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты; 2) верхнекаменноугольный — гранодиориты, граниты, гранодиорит-порфиры, плагиограниты; 3) нижнепермский — породы основного, среднего и субщелочного состава, слагающие малые интрузии, трещинные тела, штоки, дайки; 4) нижнетриасовый комплекс, включающий разнообразные по составу дайковые тела.

Медно-молибденовое оруденение в Алмалыкском рудном районе пространственно и парагенетически тесно связано с нижнепермским комплексом малых интрузий — дайками и штоками гранодиорит-, сиенит- и гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Промышленное оруденение приурочено к апикальным частям тел малых интрузий и развито в экзо- и эндоконтактовых зонах.

Территория Кураминского рудного района расчленена глубинными разломами на шесть крупных тектонических блоков: Северный, Центральный, Южный, Карагумакский, Актакшанский, Восточный. В первых трех блоках размещаются промышленные месторождения меди и полиметаллов. Северный приподнятый блок вмещает Алмалыкское рудное поле с группой медно-молибденовых штокверковых месторождений: Кальмакыр, Дальнее, Балыкты, Карбулак и др. В Северном блоке крупными нарушениями субширотного простирания считаются Карабулакский и Кальмакырский. О времени заложения обоих разломов приблизительно судят по локализации в них даек гранодиоритпорфиров (C_3—P_1). Мелкие нарушения северо-восточного, субширотного и северо-западного

направлений оперяют указанные разломы по падению и простиранию.

В геологическом строении Алмалыкского рудного поля принимают участие метаморфические сланцы верхнего силура, карбонатные породы верхнего девона — нижнего карбона, интрузивные и эффузивные породы верхнепалеозойского возраста.

В Алмалыкском рудном поле, по данным А. В. Королева и С. Т. Бадалова (1959 г.), установлена первичная горизонтальная зональность: в центральной части рудного поля, вблизи к штокам гранодиорит-порфиров, концентрируются медно-молибденовые месторождения (Дальнее, Кальмакыр, Сары-Чеку и др.), по периферии, на расстоянии 1—2 км развиты золоторудные (Актурпак), а в краевых частях свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления в карбонатных породах (Накпай, Кызата, Кулемес и др.). Вертикальная зональность в рассматриваемом районе выражается в смене снизу вверх по стратиграфической колонке вольфрамит-шеелит-молибденитового с халькопиритом оруденения (Янгоклы), халькопирит-молибденитовым (Сары-Чеку), молибденит-халькопиритовым (Кальмакыр, Дальнее) и др.

Представления о геологическом строении Алмалыкского рудного поля основаны на исследованиях в течение многих десятилетий большой группы ученых: С. Ф. Машковцева, Б. Н. Наследова, А. В. Королева, М. П. Русакова, Ф. И. Вольфсона, Н. П. Васильковского, А. В. Пуркина, С. Т. Бадалова, Т. З. Закирова, Б. И. Сигалова, В. А. Арапова, М. И. Моисеевой, И. Б. Федоровой, С. А. Денисова, Н. Н. Низаметдинходисаева, Р. А. Мусина и др. В открытии и разведке главных месторождений района — Кальмакыр и Дальнее — участвовал большой коллектив геологов и геофизиков Алмалыкской ГРЭ.

Месторождение Кальмакыр

Расположено в предгорьях Кураминского хребта, на водораздельной части рек Накпай и Алмалык.

Как и большинство рудных месторождений района, оно было известно и частично отрабатывалось еще в IX—XI вв. нашей эры. Вторично месторождение было открыто С. Ф. Машковцевым и М. П. Русаковым в 1925—1926 гг. Геологоразведочные работы на штокверковых месторождениях в районе были начаты в 1931 г. и продолжаются до настоящего времени. На месторождениях ведется механизированная добыча открытым способом.

Геологическое строение. Площадь месторождения сложена преимущественно изверженными породами: сиенито-диоритами, диоритами и прорывающими их гранодиорит-порфирами алмалыкского типа (рис. 71). Наиболее древними изверженными породами являются кварцевые порфиры $D_1^?$, относящиеся к неокаледонской эпохе тектогенеза. На них трансгрессивно залегают карбонатные породы верхнего девона, в основании которых встречены горизонты

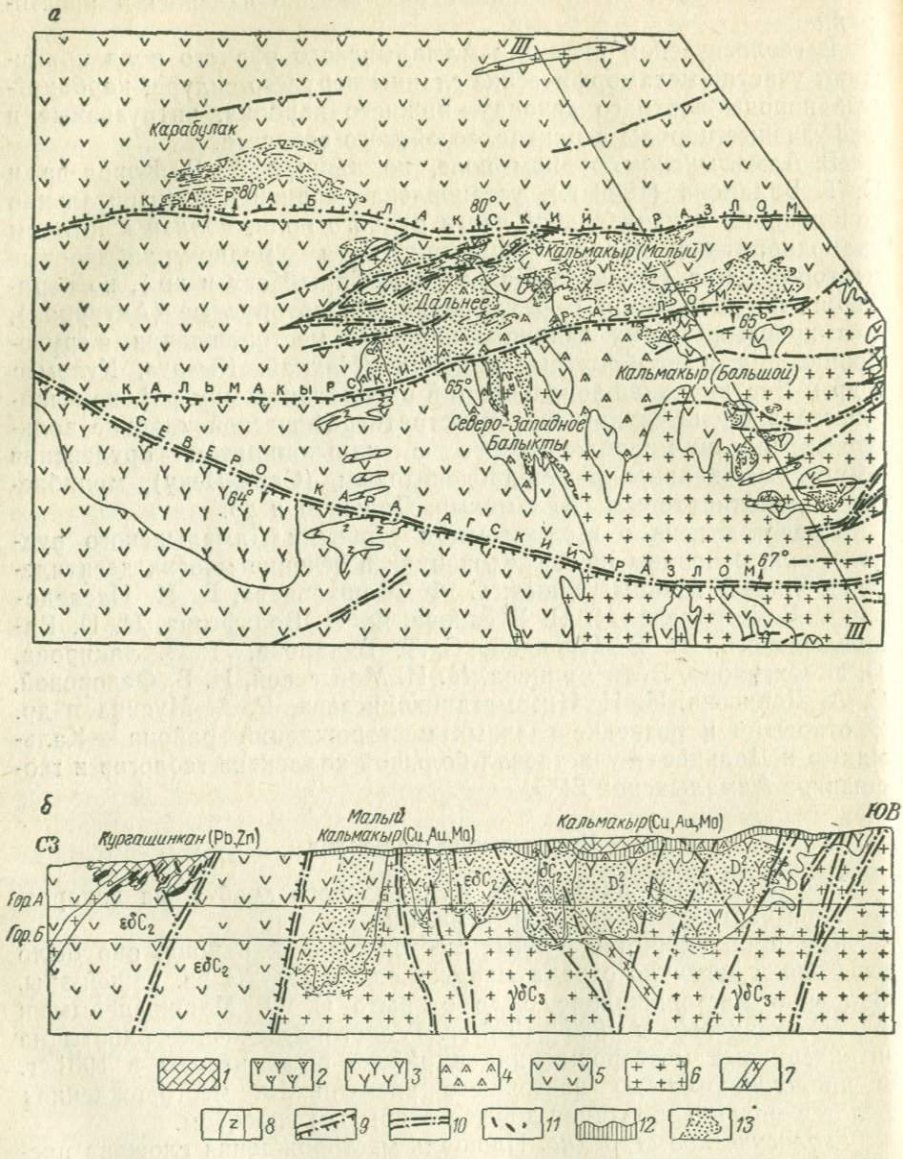


Рис. 71. Схематический геологический план (*а*) и разрез (*б*) горизонта «Б» Алмалыкского рудного узла. *Составил А. Т. Рахубенков* (1972)

1 — известняки, песчаники и конгломераты (D_2gV_2); *2* — андезит-дацитовые порфиры (D_1^3); *3* — кварцевые порфиры (D_1^2); *4* — диориты (δC_2); *5* — сиенит-диориты ($\varepsilon\delta C_2$); *6* — гранодиорит-порфиры алмалыкского типа $\gamma\delta C_3$; *7* — дайки кислого состава; *8* — штоки и дайки диоритовых порфиритов; *9* — разломы III порядка; *10* — разломы V и последующих порядков; *11* — сульфидная полиметаллическая минерализация; *12* — зона окисления; *13* — сульфидная медная минерализация

аркозовых песчаников и базальные конгломераты. Песчанокарбонатные отложения имеют незначительное развитие и сохранились в интрузивных породах в виде небольших ксенолитов. Карбонатные породы прорваны мощной интрузией сиенитов и сиенит-диоритов. Более молодыми интрузивными породами являются апофизы и штоки гранодиорит-порфиров, прорывающие сиенитовый комплекс пород. К более молодым интрузивным породам относятся дайки диоритовых порфиритов.

Оруденение приурочено к участкам, примыкающим к Кальмакырскому разлому восточно-северо-восточного простирания и крутого южного падения (65—70°).

Мощность зоны интенсивно раздробленных, рассланцованных и измененных пород колеблется от 10 до 35 м. По мнению В. Ю. Деды (1971), Кальмакырское нарушение служило благоприятной тектонической системой в распределении гипогенной и гипергенной минерализации в рудном поле месторождения. В строении рудного поля разрывные деформации преобладают над складчатыми.

Медно-молибденовое оруденение расположено кольцеобразно в сиенитах вокруг штока гранодиорит-порфиров и лишь частично заходит в его эндоконтактовую зону. Согласно исследованиям Р. А. Мусина (1959 г.), гидротермальные изменения вмещающих пород выразились в развитии в них следующих вторичных минералов: кварца, серицита, микроклина, биотита, хлорита, пирита, реже карбонатов и эпидота. В распространении вторичных минералов отмечается определенная зональность. Шток гранодиорит-порфиров интенсивно окварцован и превращен во вторичные кварциты, большей частью безрудные. Вокруг кварцитов последовательно расположены зоны, в которых ведущую роль играют соответственно: калиевый полевой шпат, хлорит, биотит, серицит. Медно-молибденовое оруденение накладывается непосредственно на метасоматиты (см. рис. 71). Около рудных жил и прожилков изменения пород практически не наблюдаются, и только с образованием сульфидов позднего этапа развивалась серицитизация.

Морфология рудного тела. Рудное тело Кальмакырского месторождения представляет собой кольцеобразный штокверк, располагающийся вокруг штока почти безрудных гранодиорит-порфиров. На глубине рудное тело отходит от контакта штока, разделяется на отдельные зоны и постепенно выклинивается. В плане штокверк несколько вытянут в северо-западном направлении, внешние границы его извилистые. Внутреннее строение штокверка концентрически-зональное. Молибденовое оруденение занимает значительную площадь и морфологически представлено жилами (до 1 м мощности), прожилками малой мощности (до 1 см) и вкрапленниками в диоритах. Распределение прожилков весьма неравномерное. Молибденовое оруденение располагается в основном по периферии медного, хотя отдельные прожилки молибденита встречаются по всему рудному полю.

Медное оруденение имеет прожилково-вкрапленный характер. С. Т. Бадаловым было высказано положение о том, что медное оруденение Кальмакыра представлено серией параллельных зон мощностью от нескольких до десятков метров. Рудные зоны имеют преимущественно северо-восточное направление и крутые углы падения (от 70 до 80—85°). В северо-западной части Кальмакырского карьера отчетливо прослеживается серия субширотных параллельных рудных зон мощностью от 3—4 до 8—10 м. Каждая рудная зона слагается многочисленными жилами и прожилками из кварца, пирита, халькопирита и молибденита. Между отдельными жилами во вмещающих породах наблюдается вкрапленность халькопирита, пирита и молибденита. В пространстве между рудными зонами медная минерализация практически отсутствует.

Вещественный состав и строение руд. Наиболее распространенными рудообразующими минералами Кальмакырского месторождения являются кварц, пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, ангидрит; реже встречаются галенит, сфалерит, гематит, самородное золото, хлориты, цеолиты, кальцит; в незначительных количествах присутствуют эпидот, ортоклаз, серицит, пирротин, арсенопирит, тетраэдрит, доломит, борнит, креннерит, гессит, флюорит.

В рудах наблюдаются средне- и мелкозернистые структуры: гипидиоморфнометазернистая, порфировидная, аллотриоморфнометa-, аллотриоморфнозернистая, пластинчатая и разъедания.

Типоморфные текстуры руд — прожилковая и вкрапленная, причем первая группа преобладает и составляет не менее 65—70%. Прожилковая текстура представлена тонкими прожилками (от долей миллиметра до 3—4 см и редко более), состоящими из жильного минерала (кварц, ангидрит, реже кальцит), в котором располагаются обычно среднезернистые выделения одного или нескольких рудных минералов. Многие прожилки мономинеральные или сложены двумя, реже тремя рудными минералами.

Вкрапленная текстура возникает главным образом за счет мелких метасоматических выделений халькопирита и особенно пирита в околожильных измененных породах. Размер вкраплений очень мелкий, что отрицательно отражается на их обогащении.

Из второстепенных текстур необходимо отметить брекчиевую, друзовую и трещиноватую, из которых наибольший интерес представляет брекчиевая, возникшая в результате отложения минералов нескольких стадий. Участки с многократными наложениями обычно наиболее богатые.

С. Т. Бадалов (1965 г.) выделяет в постмагматическом рудном этапе Кальмакырского месторождения четыре стадии. Рудоотложение начинается с молибденовой стадии, когда образовалось продуктивное молибденовое оруденение.

В следующую, пиритовую, стадию отложились жилы и прожилки пиритового состава, неравномерно распространенные почти по всему месторождению. Интенсивность пиритового оруденения несколько увеличивается в участках богатых медных зон.

В третью, халькопиритовую, стадию возникли кварц-халькопиритовые жилы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

В четвертую стадию образовались редкие сфалерит-галенитовые прожилки и жилы небольшой мощности (до 5—10 см), неравномерно распределенные в рудном поле Кальмакыра.

На месторождении выделены три типа руд: окисленные, халькозиновые и первичные сульфидные (рис. 72).

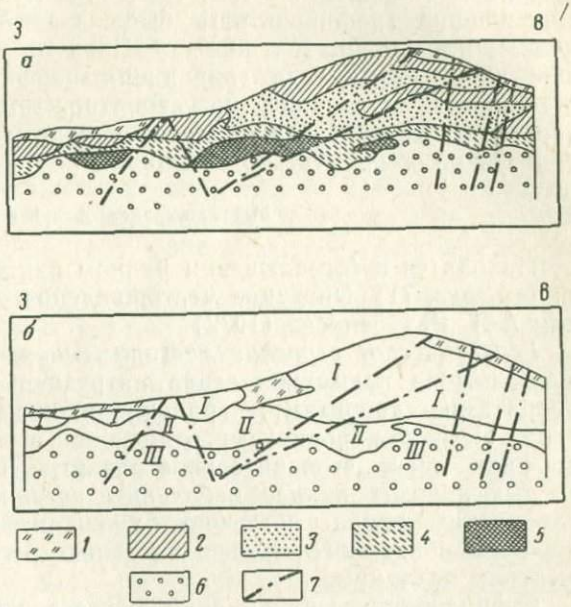


Рис. 72. Схематические поперечные разрезы месторождения Кальмакыр. *По Деды* (1971)

1 — лёссы; *2* — окисленные балансовые руды; *3* — окисленные забалансовые руды; *4* — смешанные руды; *5* — халькозиновые руды; *6* — первичные халькопиритовые руды; *7* — тектонические нарушения

I — зона окисления; *II* — зона цементации; *III* — зона первичных сульфидов

Генезис месторождения. В Алмалыкском рудном районе медно-молибденовое оруденение повсеместно пространственно ассоциируется с малыми интрузивными телами гранодиорит-порфиров пермотриасового возраста. Возрастной предел оруденения находится между верхней пермью и нижним триасом. Оруденение здесь в основном находится в экзоконтакте штока гранодиорит-порфиров; в эндоконтакте оно становится убогим и лишь местами имеет промышленный характер.

В вопросе о связи медно-молибденового оруденения Кальмакыра с интрузией гранодиорит-порфиров мнения геологов расходятся. Одни эту связь отрицают и считают, что пространственное сонахождение гранодиорит-порфиров и оруденения обусловлено структурным контролем, при котором движение магмы и гидротермальных растворов происходило по одним и тем же тектоническим зонам. Другие допускают возможность парагенетической связи между оруденением и гранитоидами, а Н. А. и В. И. Айзенштат (1966 г.), Н. Б. Вольфсон, С. А. Денисов и Р. А. Мусин (1960 г.) высказались в пользу прямой генетической связи между ними.

Судя по имеющимся в настоящее время материалам, тесная пространственная связь медно-молибденового оруденения в Алмалыкском рудном районе с гранодиорит-порфирами не является случайной. Роль структурного контроля здесь, безусловно, велика. И гранодиорит-порфиры, и оруденение контролируются одними и теми же зонами повышенной трещиноватости. Незначительное развитие оруденения в массивах гранодиорит-порфиров, по-видимому, свидетельствует о том, что в этих массивах к моменту рудообразования трещиноватость была значительно слабее развита, чем во вмещающих их породах. Вряд ли можно считать небольшие интрузивные тела гранодиорит-порфиров непосредственным источником оруденения, но, вероятно, можно не сомневаться в парагенетической связи оруденения с этими породами, поскольку они близки по времени образования.

Месторождение Дальнее

Находится в Алмалыкском рудном районе, в северной его части (см. рис. 71). Описание месторождения составлено по материалам А. Т. Рахубенкова (1972).

Геологическое строение месторождения. Площадь месторождения сложена преимущественно интрузивными породами: сиенит-диоритами, диоритами, гранодиорит-порфирами алмалыкского типа. Песчано-карбонатные отложения и эффузивные кварцевые порфиры имеют незначительное развитие и сохранились в интрузивных породах в виде небольших ксенолитов. Скарнированные карбонатные породы встречены буровыми скважинами. Кварцевые порфиры обнажаются только на западе рудного поля за Кальмакырским разломом.

Сиенит-диориты имеют наибольшее распространение и развиты в центральной и западной частях месторождения. Среди них выделяются разновидности мелко- и среднезернистых пород. Преобладают первые.

Диориты слагают центральную и восточную части месторождения. По данным Рахубенкова, диориты образовались за счет ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород кровли.

Гранодиорит-порфиры алмалыкского типа на поверхности не обнажаются. Они прорывают в виде апофиз сиенит-диориты и диориты и вскрываются скважинами на глубине 90 м и более. На глубине 1 км апофизы гранодиорит-порфиров соединяются в единое тело штокообразной формы.

Наиболее молодыми интрузивными образованиями в районе являются дайки диоритовых порфиритов.

Месторождение Дальнее находится в тектоническом блоке пород, ограниченном Карабулакским и Кальмакырским разломами близширотного простирания. Участок месторождения сильно разбит многочисленными нарушениями и мелкой трещиноватостью северо-восточного простирания.

Морфология и связь оруденения с постмагматическими процессами. Рудное тело оконтуривалось, по данным опробования, при бортовом содержании меди 0,1%. Штокверк вытянут в близширотном направлении, площадь месторождения с глубиной увеличивается.

Для внутреннего строения штокверка характерно развитие тектонических зон и невыдержанных сульфидно-кварцевых и кварцевых жил, мелких тектонических трещин и рудных прожилков. Все тектонические нарушения, жилы и трещинки подразделены на две группы: 1) крупные нарушения и жилы, которые картируются при обычной документации в масштабе 1 : 50 (мощность 5 см и более); 2) мелкие трещины и прожилки (мощность от 0,1 мм до 5 см). Для локализации оруденения главное значение имеет вторая группа разрывов. Рудные прожилки унаследовали мелкую трещиноватость всех четырех направлений, но преимущественное развитие получила близширотная система прожилков. В среднем для месторождения рудных прожилков на 30% больше, чем нерудных и трещин.

По данным Рахубенкова (1972), распределение прожилково-вкрапленного оруденения в штокверке обусловлено двумя главными факторами: 1) контур оруденения месторождения в плане повторяет морфологию апикальной части глубинного штока гранодиорит-порфира; 2) распределение минерализации внутри штокверка происходило по трещиноватости всех четырех направлений.

На месторождении Дальнее широко развиты метасоматические изменения пород, представленные серицитовыми кварцитами в сиенит-диоритах и гранодиорит-порфирах.

Метасоматическое изменение вмещающих пород проявлено с различной интенсивностью — от слабо измененных до серицит-кварцитовых и монокварцевых пород. На слабо и средне измененные породы приходится более 80 промышленных руд, на интенсивно измененные — около 20.

В слабо — средне измененных породах, представленных серицит-хлоритовой и кварц-серицит-хлоритовой фациями, размещено в 5—6 раз больше медно-золото-молибденовых руд, чем в интенсивно измененных породах кварц-серицитовой и монокварцевой фаций. По-видимому, в этап рудоотложения слабо и средне измененные породы отличались сильной трещиноватостью и поэтому обладали повышенной проницаемостью для гидротермальных растворов.

Минеральный состав и строение руд. В составе руд и гидротермально измененных вмещающих пород различными исследователями описано более 80 гипогенных и гипергенных минералов. Степень распространенности рудных и нерудных минералов различная. Из них главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, кварц, гётит; второстепенными — магнетит, гематит, молибденит, ангидрит, кальцит, цеолиты, малахит, халькозин, мартит; редко встречающимися — золото, галенит,

сфалерит, теннантит, борнит, барит, ковеллин, азурит, хризоколла.

По данным минералогического картирования, на месторождении выделяют следующие типы прожилков, в порядке последовательности их образования: кварц-магнетитовые (на их долю приходится 30—40%), кварц-пиритовые (45—50%), кварц-молибденитовые (5—10%), кварц-халькопиритовые (20—30%). Перечисленные типы прожилков имеют близширотное, северо-восточное субмеридиональное и северо-западное простирания.

Вертикальная зональность распределения гипогенных рудообразующих минералов снизу вверх следующая: ангидрит, молибденит, кварц, халькопирит, магнетит, пирит, карбонаты (кальцит, анкерит, доломит), блеклая руда, галенит, сфалерит, золото, теллуриды золота, серебра, свинца, гематит, цеолиты, барит.

Ниже приводится краткое описание главных рудообразующих минералов: халькопирита, пирита, самородного золота, молибденита, магнетита, кварца, ангидрита.

Халькопирит развит в минерализованных диоритах, сиенит-диоритах и гранодиорит-порфирах в виде вкрапленности и прожилков. По данным химического анализа халькопиритового концентрата в нем установлено присутствие следующих элементов (в числителе показано среднее содержание элемента в г/т, в знаменателе — количество проб):

$Ag — \frac{30,4}{27}$; $Se — \frac{78}{89}$; $Te — \frac{8,2}{90}$; $Bi — \frac{64}{6}$; $Re — \frac{1,0}{2,1}$; $Ge — \frac{1,0}{1}$; $Cd — \frac{21}{47}$; $Ni — \frac{59}{18}$; $Co — \frac{97}{18}$.

Пирит — один из наиболее распространенных рудных минералов. Он развит в виде вкрапленности, гнездообразных скоплений и прожилков. Образует различные по размерам метакристаллы в форме куба, пентагондодекаэдра и их комбинаций. Основными полезными компонентами пиритных концентратов являются золото, серебро, селен и теллур. По данным химического анализа пиритового концентрата из проб, отобранных из различных рудовмещающих пород, в нем установлено присутствие следующих элементов-примесей (в числителе показано среднее содержание элемента в г/т, в знаменателе — количество проб): $Ag — \frac{20,5}{38}$; $Se — \frac{64}{302}$; $Te — \frac{90,0}{302}$; $Bi — \frac{60,6}{154}$; $Re — \frac{1,1}{57}$; $Ge — \frac{1,0}{75}$; $Ga — \frac{2,0}{83}$; $Cd — \frac{18}{105}$, $Ni — \frac{219}{20}$; $Co — \frac{744}{199}$

Золото в рудах представлено двумя разновидностями: субмикроскопическое в сульфидах (пирите, халькопирите и др.) и самородное золото. Последнее встречается редко и отмечалось в халькопирите и борните в виде изометрических зерен и тончайших прожилков размером в сотые и тысячные доли миллиметра. В рудах месторождения Дальнее золото и серебро практически связаны только с сульфидами.

Молибденит сравнительно редко образует заметные скопления. Он развит главным образом в диоритах в виде мелких выделений в призальбандовых частях прожилков — кварцевых, кварц-ангидрит-пиритовых, кварц-пирит-халькопиритовых. Встречаются мономинеральные прожилки молибденита, прерывистые и очень тонкие (0,5—1 мм), во вмещающих породах и в кварце.

Химическими анализами в молибдените установлена примесь Re — 710 г/т (по данным четырех определений).

Магнетит образует вкрапленность и прожилки в рудовмещающих породах. Ореол распространения магнетита примерно совпадает с ореолом оруденелых зон вокруг штоков гранодиорит-порфиров в Алмалыкском рудном поле. Эта закономерность распространения магнетита используется при геофизических методах поисков медно-молибденового оруденения методом магнитометрии.

Кварц является главным жильным минералом. Он выделяется на всех стадиях постмагматических процессов минерализации и представлен несколькими генерациями. В ранние стадии кварц отлагался метасоматическим путем, позднее он выполнял трещины и пустоты в породах. Средняя мощность кварцевых прожилков составляет 5—15 мм. Мощность зоны окварцевания достигает десятков метров. Кварц мелко- и среднезернистый. По данным нейтронно-активационного анализа установлено, что чисто отобранный кварц характеризуется очень низким содержанием золота и серебра по сравнению с сульфидными минералами.

Ангидрит гидротермальный в количественном отношении по сравнению с жильным кварцем является второстепенным минералом. Он образует во вмещающих породах прожилки и линзы мощностью до 20 см; содержит вкрапленность пирита и халькопирита. До глубины 100—150 м от поверхности почти весь ангидрит превращен в гипс. С глубиной количество прожилков ангидрита увеличивается. В ангидритах примесь золота и серебра не установлена.

Типоморфными текстурами в рудах являются вкрапленная, прожилковая, пятнистая, трещиноватая, редко развиты друзовая и брекчиевая.

Типоморфными структурами в порядке распространения являются зернистые, метазернистые, катакластические и кристаллобластические. Характерные текстуры и структуры руд свидетельствуют о процессах метасоматоза и заполнения пустот, развивавшихся в этап отложения рудообразующих минералов, а также о внутристадийных пострудных процессах дробления и перекристаллизации минералов.

Процесс рудообразования на месторождении разделяется на пять стадий (от более ранних до более поздних): в первую стадию отлагалась кварц-магнетитовая минеральная ассоциация; во вторую — кварц-пиритовая; в третью — кварц-молибденитовая; в четвертую — кварц-халькопиритовая с золотом; в пятую — кварц-кальцит-галенит-сфалеритовая с золотом.

Отложение минеральных ассоциаций происходило в широком интервале температур (от 420 до 100° С), но продуктивные минеральные ассоциации (кварц-молибденитовая и кварц-халькопиритовая с золотом) отложились при средних температурах (300—200° С).

На месторождении Дальнее выделяются три основных вида руд: сульфидный прожилково-вкрапленный; смешанный прожилково-вкрапленный; окисленный прожилково-вкрапленный.

Некоторые вопросы генезиса месторождения. Месторождение Дальнее расположено в тектоническом блоке пород, который оказался в отличие от соседних тектонических блоков наиболее нарушенным и более проницаемым для малых интрузий гранодиорит-порфиров и позднее поступавших гидротермальных растворов. Медно-золото-молибденовое оруденение пространственно связано с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi$ $C_3 — P_1$). Основная масса рудных минералов отлагалась в сиенит-диоритах, а молибденит — в диоритах.

Месторождение образовалось в среднетемпературный постмагматический этап, в пять стадий минерализации. Комплекс признаков — структурно-геологических, минералого-геохимических и текстурно-структурных — позволяет считать, что месторождение формировалось на глубине примерно 1,0—1,5 км от поверхности.

По данным А. В. Королева, С. Т. Бадалова, Е. Р. Бутьевой, А. Т. Рахубенкова и других исследователей геологии и металлогении района, предполагается верхний предел времени образования медно-золото-молибденового штокверкового оруденения между верхней пермью и нижним триасом.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЗАХСТАНА

В настоящее время известно несколько десятков медных и медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений прожилково-вкрапленного типа на территории Казахской ССР, которые были открыты, изучены и некоторые из них переданы в эксплуатацию за годы Советской власти.

Наиболее широко медно-молибденовые месторождения и рудопроявления развиты в Центральном Казахстане, подчиненное значение имеют в Северном Казахстане (Бощекуль и др.), слабо изучены в Южном Казахстане (Консай, Жайсан и др.). Медно-молибденовое оруденение в Казахстане сформировалось в две металлогенические эпохи: каледонскую (Бощекуль и др.) и герцинскую (Коунрад, Борлы, Каскырказган и др.). И. Г. Павлова и др. («Основы...», 1971), рассматривая геологическое строение Казахстана, выделяет в палеозое этой области четыре этапа: 1 — ранний геосинклинальный (O—S), соответствующий формированию геосинклинальных трогов, разделенных жесткими глыбами докембрийской консолидации; 2 — ранний орогенный ($D_1—D_2$), в течение которого формируется девонский интрузивно-вулканогенный

пояс; 3 — поздний геосинклинальный (D_{2-3}—C_1) этап формирования геосинклинальных трогов и приразломных прогибов; 4— поздний орогенный (C_2—P, T), соответствующий формированию позднепалеозойского интрузивно-вулканогенного Прибалхашско-Илийского пояса.

В Центральном Казахстане и Северном Прибалхашье (В. В. Аристов и др., 1972 г.; И. Г. Павлова и др., 1971) сконцентрировано большинство известных медно-молибденовых месторождений: Коунрад, Борлы, Карабас, Каскыргазган, Кенькудук, Аблан, Ауэбакы, Шоркудук, Кеньказган, Кепчам, Кушоки и др.

По Е. Д. Карповой (1970 г.), медно-молибденовые месторождения в Центральном Казахстане располагаются в пределах позднепалеозойского Прибалхашско-Илийского интрузивно-вулканогенного пояса, прослеживающегося на расстоянии более 1000 км при ширине 70—140 км и опоясывающего с севера оз. Балхаш в виде огромного полукольца. Отличительной особенностью этого района является наличие большого количества кольцевых вулканотектонических структур.

Вулканогенные образования сложены чрезвычайно разнообразными по составу эффузивно-пирокластическими породами базальт-липаритовой формации (базальты, трахибазальты, андезиты с прослоями туфов, туфобрекчий, липариты и туфолавы кислого состава). Наряду с широким развитием вулканизма, в пределах Прибалхашско-Илийского пояса в позднем палеозое интенсивно проявился интрузивный магматизм. Формирование гранитоидов начинается с раннекаменноугольной эпохи и продолжается, чередуясь с периодами наземного вулканизма, в течение всего позднего палеозоя, вплоть до верхней перми, возможно триаса. Эволюция интрузивного магматизма орогенного этапа заключается в последовательной смене во времени адамеллитов и плагиогранитов (C_1) → гранодиоритами (C_2) → монцонитами и граносиенитами (C_3). В позднем карбоне и перми происходило формирование плутонов биотитовых и лейкократовых гранитов (C_3—P), аляскитовых гранитов (P). Интенсивное проявление разновозрастного магматизма обусловило многометальный характер рудной минерализации. В районе наиболее важное значение имеет медно-молибденовая (Коунрад, Борлы, Карабас, Каратекс и др.) и редкометальная минерализация (Восточный Коунрад, Жанет). Распространено свинцово-цинковое оруденение (Джусабай, Кайнарбулак) с повышенной золотоносностью.

Медно-молибденовые месторождения расположены в краевых частях малых интрузий монцонит-порфиров, граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, или слагают минерализованные участки в зальбандах даек и дайкообразных тел порфировых пород. Пространственно штоки изометричной и неправильной формы и многочисленные дайки порфировых пород локализуются по радиальным и кольцевым системам тектонических нарушений, расположенных на флангах гранитоидных батолитов,

Токрауского и др. Размещение медно-молибденовых месторождений также контролируется кольцевыми тектоническими зонами.

Наиболее распространенными процессами изменения вмещающих пород являются калишпатизация, биотитизация, пропилитизация, аргиллизация, окварцевание и серицитизация. В рудных полях прослеживаются мощные зоны кварц-серицитовых метасоматитов. Промышленное оруденение приурочено к серицитовым и пропилитовым фациям вторичных кварцитов, реже развито в биотитизированных и полевошпатизированных породах.

Главные рудообразующие минералы — кварц, серицит, пирит, каолинит, диккит, халькопирит; второстепенные — молибденит, энаргит; встречаются вольфрамит в кварцево-слюдяных прожилках, редко развиты барит, галенит, сфалерит. Наблюдается тенденция повышения содержания молибденита с глубиной. Штокверковые зоны медно-молибденовых месторождений в плане имеют форму изометричную, удлиненную и линзообразную. На глубоких горизонтах месторождений штокверки сменяются сульфидно-кварцевыми жилами с молибденитом. Текстуры руд — прожилковая и вкрапленная.

На медно-молибденовых месторождениях прослеживается вторичная вертикальная зональность. Зона окисления имеет протяженность по вертикали 20—25 м; зона выщелачивания 25—30 м; зона вторичного сульфидного обогащения (халькозиновые руды) протягивается по вертикали от 10 до 270 м. Первичные сульфидные руды прослежены до 650 м. Ниже приводится краткое геолого-минералогическое описание наиболее изученных месторождений Центрального и Северного Казахстана.

Месторождение Коунрад

Коунрадское месторождение расположено в Северо-Западном Прибалхашье (Центральный Казахстан), к северу от оз. Балхаш. Это было первое в СССР медно-молибденовое месторождение, открытое в 1928 г. М. П. Русаковым. Начиная с 1929 г. его изучением занимались М. П. Русаков, Н. И. Наковник, Г. Б. Роговер, С. Ф. Машковцев, К. С. Газизова, М. И. Чехович, В. Н. Пшеничников, Ф. В. Чухров, Т. Н. Шадлун, С. Н. Гаврикова, И. М. Юдин, Р. А. Борукаев и др.

Геологическое строение. В геологическом строении района месторождения Коунрад принимают участие вулканогенно-осадочные породы верхнего девона — нижнего карбона и интрузивно-вулканогенные образования верхнего палеозоя.

Самыми древними, фаунистически охарактеризованными породами месторождения являются полимиктовые песчаники фаменского яруса (D_3fm), встречающиеся на севере и северо-западе описываемого района. Песчаники смяты в мелкие складки меридионального простирания и разбиты многочисленными разрывами.

На размытой поверхности фаменских отложений залегают породы турнейского яруса нижнего карбона (Бахтеев, 1965), представленные липаритовыми порфирами и лавобрекчиями кислого состава. Эти породы в пределах месторождения выполняют крупную синклинальную складку северо-западного простирания. Преобладающие в разрезе липаритовые порфиры слагают покровы и жерла вулканов, последние выполнены порфирами и лавобрекчиями. К эффузивному комплексу турнейского яруса, вероятно, также относятся небольшие субвулканические тела диабазов и диабазовых порфиритов на северо-востоке месторождения и у подножья горы Коунрад.

Породы турнейского яруса прорваны гранодиорит-порфирами балхашского (нижнекаменноугольного) интрузивного комплекса, являющимися дополнительной фазой внедрения этого комплекса. Они слагают относительно небольшое штокообразное тело, размером 2 × 3 км, расположенное в центральной части месторождения в ядре крупной синклинали, сложенной породами турнейского яруса. Гранодиорит-порфиры, в свою очередь, прорваны серией даек габбро-диабазов и диорит-порфиритов, являющихся жильной фазой балхашского комплекса.

На северо-востоке месторождения известны пермские граниты Восточно-Коунрадского массива, завершившие проявление магматизма в районе месторождения.

Шток гранодиорит-порфиров, к которому приурочено месторождение Коунрад, расположен на пересечении нескольких разломов в ядре синклинальной складки. Геофизические данные последних лет позволяют предполагать, что он представляет собой апикальную часть большого интрузива гранитоидов, не вскрытого эрозией. Границы штока с вмещающими породами обычно крутые и осложняются многочисленными апофизами различной мощности и формы.

Рудное поле месторождения разбито региональными тектоническими нарушениями, преимущественно северо-западного простирания. Более мелкие, локальные нарушения меняют свое простирание в зависимости от их положения в пределах рудного штокверка, как правило, оставаясь параллельными контакту оруденелых пород с безрудными. Их падение под крутым углом направлено в сторону центра месторождения. Это приводит к тому, что в пространстве они образуют конически-кольцевую систему, особенно четко проявленную в приконтактовых частях рудного штокверка. Эта система трещин играла важную роль в формировании месторождения, являясь областью наиболее активной циркуляции постмагматических растворов, под влиянием которых образовались вторичные кварциты и медно-молибденовое оруденение (Юдин, 1969). Именно здесь локализовались продукты наиболее высокотемпературных ассоциаций вторичных кварцитов и руд, представленных соответственно андалузитовыми породами и сравнительно богатым молибденовым оруденением.

Пострудная тектоника выразилась в незначительных перемещениях вдоль ранее заложенных тектонических нарушений. Амплитуда этих перемещений не превышает 15—20 м.

Липаритовые порфиры и гранодиорит-порфиры в пределах месторождения подвергались интенсивному метасоматическому преобразованию, которое генетически связывается с постмагматической деятельностью очага гранодиорит-порфиров (Гаврикова, Бахтеев, 1965).

Среди метасоматических пород месторождения выделяются (Н. И. Наковник, 1964 г.; С. Н. Гаврикова, И. М. Юдин, 1966 г.) вторичные кварциты, пропилитизированные и аргиллизированные породы (рис. 73). Их распространение в общих чертах повторяет форму апикальной части штока гранодиорит-порфира. Наиболее важными в практическом отношении являются вторичные кварциты.

Среди вторичных кварцитов, образовавшихся по липаритовым порфирам, по минеральному составу выделяются монокварциты, кварц-алунитовые, кварц-андалузитовые, кварц-серицитовые и диаспор-пирофиллитовые разности. Суммарная мощность кварцитов по липаритовым порфирам колеблется от 50 до 400 м.

Вторичные кварциты по гранодиорит-порфирам локализованы в центральной части месторождения и в рельефе образуют сравнительно небольшую депрессию изометричной формы. По периферии они контактируют с вторичными кварцитами по липаритовым порфирам, а на глубине переходят в пропилитизированные и аргиллизированные породы. По минеральному составу среди кварцитов по гранодиорит-порфирам выделяются кварц-серицитовые (преобладают) и кварц-каолинитовые разности. Общая мощность этих кварцитов достигает 600—650 м.

Основное промышленное оруденение заключено в кварц-серицитовых и кварц-каолинитовых вторичных кварцитах по гранодиорит-порфирам и представлено кварц-сульфидными и сульфидными вкрапленниками и прожилками пирита, халькопирита, молибденита, энаргита, блеклой руды, галенита и сфалерита.

В пространственном размещении измененных пород устанавливается метасоматическая зональность. По гранодиорит-порфирам развиваются вторичные кварциты, сменяющиеся на глубине и на флангах пропилитизированными и частично аргиллизированными породами; по липаритовым порфирам также образуются вторичные кварциты, а вдали от контакта с гранодиорит-порфирами — пропилиты. Температуры формирования метасоматических пород, по данным гомогенизации и декрепитации слагающих их минералов, колебались в интервале около 500—300° С (Юдин, 1969).

Морфология и внутреннее строение рудного тела. Рудное тело Коунрадского месторождения представляет собой крупный штокверк сложной формы, приуроченный к апикальной части штока гранодиорит-порфиров, превращенных во вторичные кварциты, пропилитизированные и аргиллизированные породы. Во вторичных

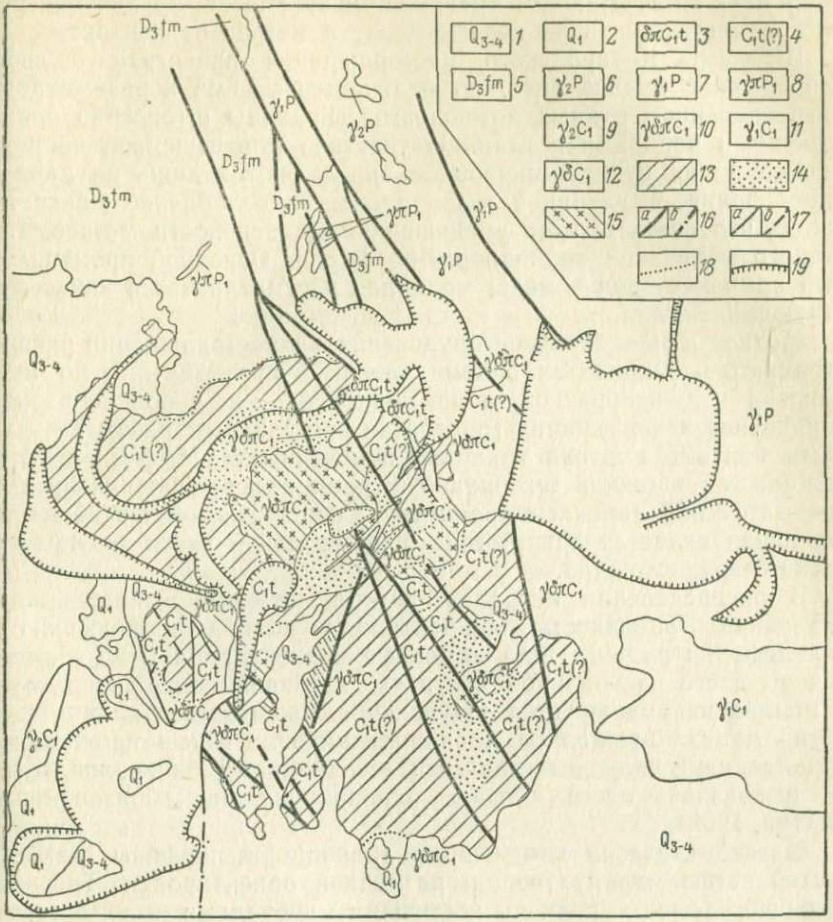


Рис. 73. Схема геологического строения месторождения Коунрад. *Составила С. Н. Гаврикова* с использованием материалов В. Н. Пшеничникова, А. Н Строганова (1966 г.)

1 — верхне-среднечетвертичные отложения: пылеватые и щебнистые суглинки; *2* — нижнечетвертичные отложения; галечники и пески; *3* — турнейский ярус; диабазы и диабазовые порфириты, *4* — турнейский ярус: липариты и липаритовые порфиры, лавобреккчии кислого состава; *5* — фаменский ярус: полимиктовые средне- и мелкозернистые песчаники; *6* — пермский (акчатауский) интрузивный комплекс: мелкозернистые граниты; *7* — пермский (акчатауский) интрузивный комплекс: крупнозернистые биотитовые граниты; *8* — нижнепермский (жаксы-тогалинский) комплекс даек и малых интрузий: гранит-порфиры, базокварцевые гранит-порфиры. Нижнекаменноугольный (балхашский) интрузивный комплекс; *9* — мелкозернистые граниты; *10* — гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты; *11* — биотитовые крупнозернистые граниты; *12* — биотит-роговообманковые гранодиориты; *13—15* вторичные кварциты; серицитовые *(13)*, андалузитовые *(14)*, каолинит-серицитовые и серицитовые (*15*); *16* — разрывные нарушения: установленные (*а*), прослеживаемые под покровом рыхлых отложений (*б*); *17* — геологические границы: установленные (*а*), предполагаемые *(б)*; *18* — границы метасоматических разностей пород; *19* — границы карьера и отвалов пород

кварцитах по эффузивам, вмещающим этот шток, оруденение распространяется лишь на первые десятки метров от контакта.

Штокверк Коунрадского месторождения представляет собой непрерывное рудное тело, но отличается весьма неравномерным распределением рудных компонентов. Границы штокверка с вмещающими породами и границы участков с повышенной концентрацией в них рудных минералов определяются лишь по данным опробования. С глубиной устанавливается ослабление минерализации, что соответствует уменьшению интенсивности метасоматического изменения гранодиорит-порфиров. Основной промышленный компонент руд — медь; молибден рассматривается как сопутствующий металл.

Медное и молибденовое оруденения на месторождении распространяются в пределах одной залежи. Форма залежи, по меди близкая к чашеобразной, а по молибдену — к воронкообразной, определяется: на верхних горизонтах — главным образом структурами контактов штока гранодиорит-порфиров с эффузивами, на нижних — трещинной тектоникой и границами проявления продуктивных фаций вторичных кварцитов. Специфической чертой месторождения является присутствие в центральной части его практически безрудного ядра.

В распределении металлов внутри штокверка наблюдается первичная зональность. Концентрации молибдена повышаются к периферии рудного тела, основные концентрации меди сосредоточены в его центральной части. С глубиной содержание меди и молибдена уменьшается. Оруденение локализуется преимущественно в виде прожилков и вкрапленников. Рудные прожилки и вкрапленники сложены сходными ассоциациями минералов, будучи в главной массе близко одновременными образованиями (Юдин, 1969).

Метасоматически измененные гранодиорит-порфиры разбиты густой сетью мелких трещин различной ориентировки. Трещины большей частью выполнены жильными минералами и сульфидами. Общее количество трещин с глубиной несколько уменьшается, а мощность прожилков возрастает. Мощность прожилков изменчива и колеблется от первых миллиметров до 10—15 см, при средней мощности 1—3 см. Протяженность их измеряется первыми метрами, однако в отдельных случаях может достигать нескольких десятков метров. Еще более изменчиво расстояние между прожилками — от 0,1 до 40—60 м, в среднем 5—10 м. Прожилки с молибденитом на северо-западном и юго-восточном флангах штокверка имеют преимущественно северо-восточное простирание с крутым падением к юго-востоку, а прожилки халькопирита (из разных участков) — северо-западное простирание и падение на юго-запад под углами 60—80° (Юдин, 1969).

Размеры вкрапленников — от сотых и даже тысячных долей до нескольких миллиметров, в среднем составляют 0,2—0,5 мм. Расстояние между отдельными вкрапленниками колеблется от 0,1 до

1—2 см и более. Максимальное сгущение вкрапленности сульфидов установлено вдоль зальбандов прожилков и в местах выклинивания прожилков.

Строение штокверка характеризуется отчетливо выраженной вторичной зональностью, представленной пятью обычными зонами (сверху вниз): выщелачивания, окисления, смешанных руд, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд (Газизова, 1957).

Весьма интересна мощная и выдержанная зона вторичного сульфидного обогащения (халькозиновая зона). В отличие от других вторичных зон содержание меди здесь не опускается ниже промышленного. Халькозиновая зона в плане имеет овальную форму. Вертикальная мощность зоны халькозиновых руд колеблется от 15 до 270 м, в среднем составляет 130—140 м (Газизова, 1957).

С глубиной халькозиновые руды сменяются первичными, развитыми по всей площади рудного тела. Смена происходит очень постепенно через зону промежуточного состава большой мощности. В целом первичные руды начинаются на глубине 150—300 м от поверхности и к настоящему времени прослежены до глубины 600—650 м. Промышленными являются руды окисленные, полуокисленные и сульфидные.

Вещественный состав и строение руд. Типы руд. В составе первичных руд Коунрадского месторождения установлены следующие рудные минералы: главные — пирит, халькопирит, молибденит, энаргит и теннантит; второстепенные — сфалерит, борнит, галенит и магнетит; редкие и очень редкие — халькозин, арсенопирит, марказит, тетраэдрит, пирротин, идаит, самородные золото и серебро, люцонит, фаматинит, реньерит, алтаит, валлериит, кубанит и штернбергит. В числе нерудных минералов отмечаются кварц, каолинит, диккит, андалузит, серицит, турмалин, алунит, пирофиллит, эпидот, диаспор, хлорит и барит. Главным жильным минералом многих рудных прожилков является кварц. Халькопирит резко преобладает во вкрапленниках, а молибденит, энаргит, блеклая руда и сфалерит концентрируются главным образом в прожилках. Такие минералы, как галенит, фаматинит, арсенопирит и марказит, развиты исключительно в составе прожилков.

Большинство редких, а также многие главные рудообразующие минералы содержатся в виде мелких (тысячные — сотые доли миллиметра) и беспорядочно расположенных включений (без каких-либо признаков замещения) среди другого минерала, главного в данном типе руд. Наиболее часто включения встречаются в пирите, реже в энаргите, блеклой руде и других сульфидах. В рудах установлено шесть главнейших минеральных ассоциаций, которые располагаются в порядке последовательности их образования (Юдин, 1969): 1) ассоциация вторичных кварцитов (андалузит, турмалин, пирит, кварц, серицит, хлорит, барит); 2) пиритовая (кварц, пирит); 3) молибденитовая (кварц, пирит, молибде-

нит); 4) халькопиритовая (кварц, пирит, халькопирит, блеклая руда); 5) энаргитовая (кварц, пирит, энаргит, блеклая руда); 6) галенит-сфалеритовая (кварц, пирит, блеклая руда, сфалерит, халькопирит, галенит).

Из вторичных минералов в зоне окисления установлены гематит, гётит, гидрогётит, гидрогематит, куприт, мелаконит, самородная медь, ярозит, малахит, азурит, брошантит, цианотрихит, халькантит, атакамит, хризоколла, медно-марганцовая смоляная руда, каолинит, копиапит, медистый галлуазит.

Самым распространенным сульфидным минералом на месторождении является пирит. Это единственный рудный минерал, присутствующий во всех рудных минеральных ассоциациях и почти во всех метасоматических породах месторождения. Обычно пирит образует тонкорассеянную вкрапленность в породе, распределяясь более или менее равномерно по всей площади рудного поля и за пределами рудного контура. Размер вкрапленников обычно от 0,01 до 1,5 мм. Кроме того, пирит, отлагаясь по трещинам в рудовмещающих породах, образует прожилки. Последние, в отличие от рассеянного пирита, не выходят за пределы рудного тела.

К. С. Газизова (1957) выделяет три генерации пирита.

Пирит I имеет неправильную форму зерен с коррозионными краями и часто ямчатой поверхностью. Он образует главным образом рассеянные вкрапленники, иногда встречается вместе с другими рудными минералами и пиритом II.

Пирит II образует вкрапленность или прожилки в породе. Форма зерен кубическая или изометричная, встречается совместно с халькопиритом, энаргитом и борнитом. Для него характерны включения халькопирита, борнита и изредка энаргита.

Пирит III обычно встречается в виде прожилков в рудовмещающих породах, исключительно в пределах рудного тела месторождения. В отличие от пирита I, он не подвергается дроблению и разъеданию другими рудными минералами, в отличие от пирита II не содержит включений рудных минералов.

Халькопирит — основной и наиболее распространенный минерал первичных руд. Он образует главным образом расеянные вкрапленники в рудовмещающих породах. Нередко халькопирит совместно с кварцем образует тонкие прожилки. Размер отдельных зерен халькопирита обычно колеблется от 0,01 до 0,05 мм и редко доходит до 0,5—0,7 мм. Выделяется три генерации халькопирита: 1) халькопирит отложения; 2) халькопирит распада твердого раствора в борните; 3) вторичный халькопирит.

Молибденит является вторым (после халькопирита) наиболее ценным рудным минералом. Большей частью молибденит совместно с кварцем образует тонкие прожилки, где молибденит располагается по их зальбандам. Иногда молибденит представлен в руде единичными чешуйками; нередко наблюдается совместно с пиритом и халькопиритом. Размер выделений молибденита — от

0,001 до 0,5 мм. Молибденит заполняет трещинки в раннем пирите и корродирует его. Установлены очень высокие концентрации рения в молибдените (десятые доли процента) и повышенные содержания селена и теллура.

Энаргит в рудах Коунрадского месторождения встречается довольно часто. Он большей частью наблюдается в виде вкрапленников, размеры которых обычно колеблются от 0,04 до 0,75 мм, редко достигают 2 мм. По северо-западной периферии рудного тела встречаются среднезернистые агрегаты энаргита, в виде небольших гнезд и прожилков.

В зоне вторичного сульфидного обогащения широко распространены халькозин и ковеллин. Халькозин является главным рудным минералом этой зоны и в большинстве случаев развивается на месте первичных сульфидов меди. Замещению халькозином подвергаются все первичные сульфиды. Борнит замещен халькозином почти полностью, халькопирит сохранился в виде реликтов в халькозине; пирит, энаргит и блеклые руды замещаются халькозином значительно слабее.

Ковеллин развивается главным образом по халькозину. На месторождении выделяется четыре типа руд: окисленные, смешанные, халькозиновые и первичные сульфидные. Разрабатываются на месторождении в основном халькозиновые руды и отчасти окисленные и смешанные.

Для руд Коунрадского месторождения характерны вкрапленные, прожилково-вкрапленные и коррозионные текстуры, редко встречаются брекчиевидные и полосчатые.

Среди структур преобладают метазернистые структуры, реже зернистые, катакластические и кристаллобластические, изредка встречаются структуры распада твердого раствора и метаколлоидные.

В общем процессе формирования Коунрадского месторождения К. С. Газизова (1957) выделяет два этапа рудной минерализации: первый — постмагматический; во втором этапе выветривания происходило мощное развитие процессов вторичного сульфидного обогащения и процессов окисления. В постмагматическом этапе рудообразования четко намечаются четыре стадии последовательного выделения отдельных парагенетических групп минералов. В первую стадию образовались по вмещающим породам вторичные кварциты. Вторая стадия характеризуется выделением тонкозернистого кварца I и пирита I. Рудные минералы этой стадии представлены в основном пиритом I и молибденитом, который выделился позднее пирита. В отдельных случаях пластинки молибденита огибают зерна и агрегаты пирита, в других — отчетливо проникают по трещинам в пирит.

Третья стадия началась новым энергичным выделением кварца и пирита II. В эту стадию выделились все основные рудообразующие сульфиды месторождения: пирит II, арсенопирит, сфалерит, энаргит, халькопирит, борнит и блеклые руды.

Четвертая стадия характеризуется развитием жильного кварца и пирита III. В эту стадию частично выделились также сфалерит, энаргит, блеклые руды и барит.

Этап выветривания является важным в формировании промышленного оруденения. В процессе окисления и выщелачивания бедных первичных сульфидных руд сформировалась мощная зона вторичного сульфидного обогащения, а также зона окисления и выщелачивания. В этот этап отлагаются широко распространенные гипергенные минералы: каолинит, гётит, ярозит, малахит, азурит, хризоколла, брошантит, халькантит, цианотрихит, медистый галлуазит, лампадит, халькозин, борнит, ковеллин.

Генезис месторождения. Существует довольно много гипотез, по-разному объясняющих происхождение месторождения, но в настоящее время пользуются известностью и частичным признанием у геологов две из них: экструзивная гипотеза Н. И. Наковника (1964 г.) и вулканогенная гипотеза К. С. Газизовой (1957).

Н. И. Наковник рассматривает шток гранодиорит-порфиров Коунрадского месторождения как вулканическую интрузию — экструзивное тело, застывшее в жерловине вулкана или в толще вулканических пород околожерловой фации. Гранодиорит-порфиры — более молодые образования, чем липаритовые порфиры (риолиты, по Н. И. Наковнику).

Метасоматические породы Коунрада образуют зональный ряд (сверху вниз): по липаритовым порфирам — пропилиты, серицитовые кварциты, андалузит-серицитовые кварциты, андалузитовые кварциты; по гранодиорит-порфирам — серицитовые кварциты, аргиллизированные породы, пропилитизированные породы. Последние на глубине переходят в неизмененные гранодиорит-порфиры и порфировидные гранодиориты. Оруденение Н. И. Наковник склонен считать одновозрастным и генетически единым с вторичными кварцитами.

К. С. Газизова считает, что гранодиорит-порфиры не образуют самостоятельного штока, а представляют собой лишь небольшой краевой участок огромного Коунрад-Бектаутинского батолита, сложенного кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Липаритовые (эффузивные) порфиры сформировались значительно позднее гранодиорит-порфиров. К моменту излияния лавы, давшей эффузивные порфиры, гранодиорит-порфиры не только полностью консолидировались, но и подверглись эрозии.

Возникновение конически-кольцевой системы трещин связывается с тектоническими напряжениями, предшествовавшими и сопровождавшими излияние липаритовых порфиров. Основным подводящим каналом для них послужила конически-кольцевая трещинная структура.

Вторичное окварцевание и оруденение связано с глубинным магматическим очагом липаритовых порфиров. Постмагматические растворы, вызвавшие процессы вторичного окварцевания пород и рудоотложение, поднимались с внутренней стороны полости кони-

чески-кольцевой структуры, главным образом в ее западной части.

Заслуживает внимания точка зрения И. М. Юдина (1969) на генезис Коунрадского месторождения. Он считает, что более молодыми являются гранодиорит-порфиры, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу пород верхнего девона — нижнего карбона. При консолидации интрузии в теле интрузива образовались обильная мелкая трещиноватость и более крупные контракционные трещины, в основном в зоне контакта с вмещающими породами.

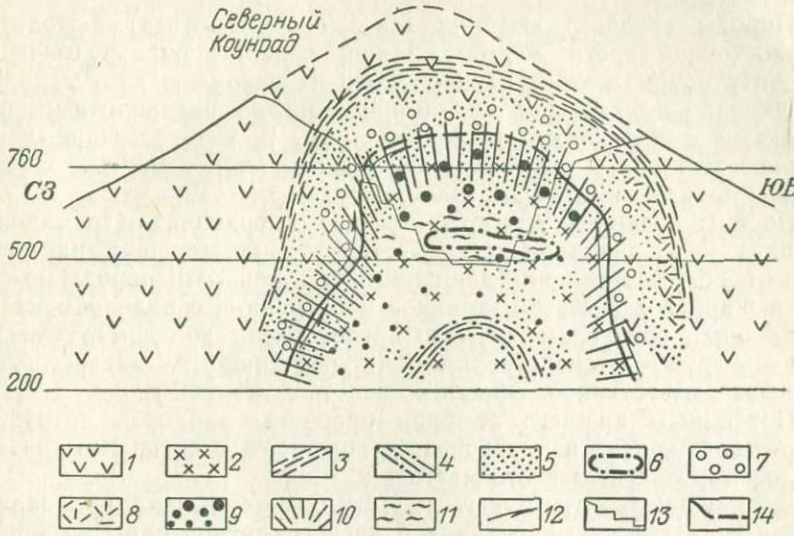


Рис. 74. Схематический геологический разрез через месторождение Коунрад (вертикальный масштаб разреза увеличен против горизонтального). По *И. М. Юдину (1969)*

1 — липаритовые порфиры; *2* — гранодиорит-порфиры; *3 — 8* — метасоматические породы: *3* — пропилиты и пропилитизированные; *4* — аргиллизированные; *5* — кварц-серицитовые; *6*— кварц-каолинитовые; *7*— кварц-андалузитовые; *8*— диаспор-пирофиллитовые; *9 — 11* — области преимущественного проявления первичного оруденения: *9* — медного (разной интенсивности); *10* — молибден-мышьякового; *11* — галенит-сфалеритового; *12* — основное направление движения гидротермальных растворов; *13* — современный контур поверхности месторождения с карьером; *14* — предполагаемый контур штока гранодиорит-порфиров и горы Северный Коунрад до начала эрозии рудного тела

Возникшая система трещин служила путями движения постмагматических растворов, связанных с деятельностью глубинного очага, давшего гранодиорит-порфиры. Формирование руд происходило из единого эволюционирующего потока гидротермальных растворов (рис. 74).

Месторождение Бощекуль

Месторождение расположено в северо-восточной части Центрального Казахстана. В настоящее время оно детально разведано. Краткое описание месторождения составлено по материалам В. Г. Ли ((1969).

Геологическое строение. В геологическом строении месторождения принимают участие породы нижнего, среднего и верхнего кембрия.

Породы нижнего кембрия представлены пироксеновыми, роговообманковыми, плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами и туфами, слагающими низы бощекульской свиты; общая мощность свиты более 1500 м. Вмещающими породами месторождения являются отложения спилит-кератофировой формации бощекульской свиты.

Породы среднего кембрия (сасыксорская свита) выходят в юго-восточной части месторождения, перекрывают рудоносную подсвиту нижнего кембрия и рвущую их интрузию плагиогранит-порфиров. Сасыксорская свита представлена алевролитами, песчаниками с прослоями пеплового туфа. В юго-восточной части в основании свиты залегают базальные конгломераты. Общая мощность свиты превышает 1000 м.

Породы верхнего кембрия — нижнего ордовика (тремадока) выходят в юго-западной части месторождения, где они трансгрессивно перекрывают породы нижнего кембрия. Эти породы имеют почти широтное и северо-западное простирание с падением на юг и юго-запад под углом 30°. Они представлены конгломерат-песчаниками, грубо- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами с линзами известняков. Общая мощность свиты 900 м.

Порфириты нижнего кембрия прорваны дайковой интрузией диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров, с которыми связано оруденение Бощекульского месторождения.

Диорит-порфириты имеют два небольших выхода в западной и южной частях месторождения. Плагиогранит-порфиры на западе прорывают диорит-порфириты и прослеживаются в виде дайковой интрузии сложного строения на протяжении 7 км в северо-восточном направлении. На востоке они трансгрессивно перекрываются сасыксорской свитой среднего кембрия.

В западной части месторождения плагиогранит-порфиры образуют штокообразное тело, от которого к западу отходит несколько узких ветвей. К востоку штокообразное тело также расщепляется на ряд узких, круто падающих к югу апофиз, вытянутых параллельно друг другу. В центральной части месторождения плагиогранит-порфиры образуют крупное тело, мощность которого в раздуве до 800 м. Падение тел плагиогранит-порфиров на юг, юго-восток везде крутое, под углами 70—85°.

В юго-западной части месторождения среди пород верхнего кембрия отмечается пластовая интрузия диабазов мощностью 200 м.

В структурном отношении месторождение приурочено к южному крылу Бощекульской антиклинали и расположено недалеко от ее сводовой части. Оруденение контролируется двумя почти параллельными тектоническими зонами дробления, расположенными друг от друга на расстоянии 200 м на западе и 500 м на востоке.

Указанные зоны сопровождаются многочисленными оперяющими трещинами северо-западного и северо-восточного направлений. В пределах месторождения интенсивному дроблению подвергся западный и центральный участки, где зоны дробления наиболее сближены между собой. К этим участкам приурочено и наиболее интенсивное оруденение.

Месторождение пространственно связано с интрузией плагиогранит-порфиров. Минерализации подверглись в приконтактовой зоне диорит-порфириты, плагиогранит-порфиры и вмещающие их порфириты нижнего кембрия, несущие вкрапленность и прожилки медных минералов.

Контуры штокверковых зон определены по данным химических анализов по установленным кондициям. Штокверки имеют пластообразную форму, при минимальной мощности на крайнем западном и восточном флангах и максимальной — в западном и центральном участках. Текстура руд прожилковая и вкрапленная. Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород проявился в серицитизации, альбитизации и окварцевании с образованием серицитовых вторичных кварцитов.

На месторождении довольно отчетливо отмечается вторичная вертикальная зональность с выделением зон окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и первичных сульфидных руд.

Зона окисления прослеживается в виде полос широтного простирания мощностью от 3 до 29 м. В зоне окисления, так же как и в зоне выщелачивания, вмещающие породы интенсивно каолинизированы, частью превращены в глиноподобные массы, с примазками малахита. Главные минералы окисленных руд — атакамит, малахит, азурит, гидроокислы железа и марганца; нерудные — каолинит, галлуазит, гидрослюды, гидрохлорит и кварц.

Зона выщелачивания наиболее развита на западном фланге месторождения, где максимальная глубина ее достигает 35 м. Иногда окисленные руды встречаются под зоной выщелачивания, иногда над ней. Зона выщелачивания отличается от зоны окисления почти полным отсутствием гипергенных медных минералов.

Зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении образовалась в две стадии: в среднем кембрии и в мезозое. Древняя кембрийская зона вторичного сульфидного обогащения погребена под осадками верхнего кембрия и в настоящее время сохранилась в виде реликтов на южном фланге. Древняя зона выражена очень четко и отличается от мезозойской относительно высоким содержанием меди, присутствием в большом количестве борнита.

Зона первичных руд имеет наиболее широкое распространение, и первичные сульфидные руды играют здесь основную роль. Главные рудные материалы первичных руд — пирит, халькопирит, молибденит, магнетит. Реже встречаются марказит, борнит, пирротин, сфалерит, блеклая руда и галенит. В комплексных рудах,

кроме основных компонентов — меди и молибдена, представляют интерес серебро, кобальт, рений, палладий и др. Наряду с этим поверхностная часть месторождения, соответствующая зонам окисления и выщелачивания, имеет повышенное содержание глинозема.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАКАСИИ

В области встречаются медно-молибденовые месторождения штокверкового типа, залегающие среди гранитоидов (Сорское, Ипчульское и др.). В этом районе образованию медно-молибденовых месторождений предшествовали главная складчатость и внедрение батолитов, сложенных породами весьма разнообразного состава (Покалов, 1972). Оруденение, расположенное в эндо- и экзоконтактовых зонах батолитов, ассоциируется с комплексом малых интрузивных тел, которые прорывают батолиты.

Структурный контроль размещения гранитоидных порфировых пород и оруденения в районе осуществляется разрывными нарушениями близмеридионального, северо-западного, северо-восточного и близширотного простирания. Наиболее благоприятными участками для концентрации оруденения были тектонические зоны в местах пересечения разрывных нарушений разных направлений. Абсолютный возраст пород, с которыми ассоциируется медно-молибденовое оруденение, в среднем определяется в 480—500 млн. лет (O_{1-2}).

Месторождение Сорское

Расположено в восточных отрогах Кузнецкого Алатау, на территории Усть-Абаканского района Красноярского края (Хакасская автономная область).

Разведочные работы на месторождении были начаты в 1937 г. после обнаружения здесь кварцевых жил с молибденитом. В последующие годы геологоразведочные работы проводились со все возрастающей детальностью, и в 1950 г. месторождение было сдано в эксплуатацию.

Геология месторождения описана в работах В. Н. Лавыгиной и М. М. Петрова (1968), В. Т. Покалова (1962, 1972) и др.

Геологическое строение. На территории района развиты интенсивно дислоцированные метаморфизованные терригенно-карбонатные и эффузивные породы верхнего протерозоя и нижнего кембрия, прорванные каледонскими гранитоидными интрузиями.

Сорское месторождение расположено в эндоконтакте кислых гранитоидов с более основными породами Уреньского палеозойского комплекса. Площадь месторождения сложена магматическими породами, полностью или частично гидротермально измененными в постмагматическую стадию, предшествовавшую оруденению. Наиболее древними интрузивными породами на месторождении

являются биотит-роговообманковые и роговообманковые диориты, сиенит-диориты, роговообманковые и пироксен-роговообманковые сиениты и плагиосиениты первой фазы Уленьского гранитоидного комплекса. Они слагают западную и центральную части месторождения.

Более молодые гранитоидные породы представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогранитами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Они распространены преимущественно в северной и восточной частях месторождения, а также в центральной части под породами более древнего интрузивного комплекса.

Интрузивные породы сопровождаются серией даек различного состава и возраста.

Наиболее ранними являются дайки спессартитов и микросиенитов. Они имеют близширотное простирание и преимущественно крутое падение на юг. Более молодые дорудные интрузивные образования на месторождении представлены телами кварцсодержащих порфиритов, фельзит-порфиров и полнокристаллических порфиров.

Пострудные дайки имеют состав диабазовых порфиритов, ортофиров и альбитофиров; они ориентированы в северо-западном направлении и круто падают на юго-запад. Диабазовые порфириты развиты на западе месторождения, ортофиры на востоке.

Постмагматические образования представлены в виде кварц-полевошпатовых и кварцевых пород, залегающих среди гранитов в центральной и восточной частях месторождения. Более поздние постмагматические образования — кварц-молибденитовые и кварц-молибденит-халькопиритовые штокверковые и брекчиевые тела — развиты главным образом в лейкократовых гранитоидах.

Рудовмещающие породы в значительной степени калишпатизированы, альбитизированы, окварцованы и серицитизированы, что обусловлено (по В. Н. Лавыгиной и М. М. Петрову, 1968) трехкратным проявлением ранней щелочной, кислой и поздней щелочной стадиями метасоматоза.

Структурное положение Сорского месторождения определяется приуроченностью его к пересечению двух тектонических зон — близширотной и северо-западной. Зоны эти выделяются по интенсивному проявлению процессов окварцевания, фельдшпатизации, скоплению дайковых тел и зон дробления и брекчирования (рис. 75).

Морфология оруденения. Рудное тело представляет собой штокверк сложной формы, вытянутый в широтном направлении. Оруденение прослеживается на глубину около 1 км.

Медно-молибденовое оруденение распределено неравномерно и контролируется сближенными зонами повышенной трещиноватости. Прерывистость и неоднородность оруденения обусловлена различной степенью трещиноватости и составом пород. Основную массу промышленного оруденения содержат граниты. Контур промыш-

ленного оруденения определяется по данным химического опробования. В западной части штокверка выделяются брекчиевые зоны в виде крутопадающего тела, вытянутого в северо-северо-западном направлении.

На месторождении выделяются три типа руд: жильный, прожилково-вкрапленный и брекчиевидный.

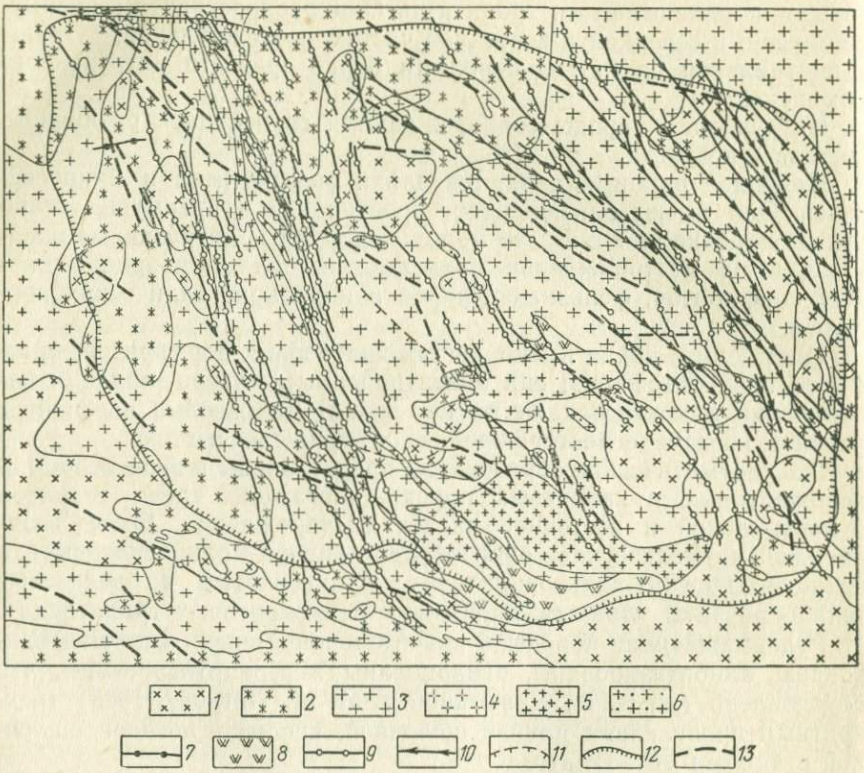


Рис. 75. Геологическая карта участка Главный Сорского месторождения. По *данным ГРП* (1970)

1 — диориты биотит-роговообманковые; *2* — роговообманковые сиениты, сиенит-диориты; *3* — лейкократовые породы; граниты, гранодиориты; *4* — полнокристаллические гранит-порфиры; *5* — фельзит-порфиры; *6* — пегматиты; *7* — спессартиты; *8* — кварцевые штоки; *9* — диабазовые порфириты; *10* — ортофиры; *11* — контур брекчиевых руд; *12* — контур карьера; *13* — предполагаемые тектонические нарушения

Прожилково-вкрапленные руды составляют около 80% всех запасов и характеризуются развитием многочисленных сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков и вкрапленностью рудных минералов во вмещающих, часто гидротермально измененных породах. Сульфидно-кварцевые прожилки имеют мощность от нескольких до 20—25 мм. Молибденит, как правило, развивается вдоль зальбандов прожилков (рис. 76). Прожилки, сложенные только

рудными минералами, имеют значительно меньшую мощность, редко достигают 4—6 мм. Преобладают прожилки северо-западного простирания. Помимо прожилков во вмещающих калишпатизированных породах наблюдается вкрапленность розеток молибденита.

Широко распространены на месторождении кварц-молибденитовые жилы, мощность которых колеблется от нескольких до 40—50 см, реже до 1 м. *Большинство жил* имеют сложное строение.

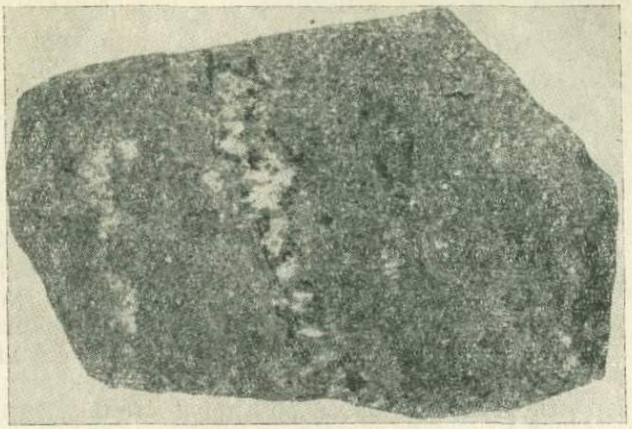


Рис. 76. Прожилки крупночешуйчатого молибденита (черное) развиты вдоль зальбандов кварцевых прожилков (белое) в серицитизированном граните. Сорское месторождение, образец, нат. вел. По *В. Н. Лавыгиной*

Для них характерно северо-западное простирание с падением на северо-восток, реже отмечается падение на юго-запад в среднем под углами 40—45°, иногда 5—25°.

Брекчиевидные руды состоят из остроугольных, часто со сглаженными краями обломков горных пород, сцементированных кварцем с вкрапленным тонкодисперсным молибденитом (рис. 77).

На месторождении развита зона окисления, протягивающаяся до глубины 75—80 м. Содержание окисленного молибдена составляет 40—60%, а на первых 25—30 м достигает 80—100% общего количества молибдена.

Вещественный состав руд. В. Н. Лавыгина и М. М. Петров выделяют два этапа формирования Сорского месторождения. В первый этап формировались кварц-полевошпатовые пегматоидные тела и кварцевые жилы с вкрапленниками крупнозернистого пирита, халькопирита, сфалерита, реже магнетита и гематита; еще реже встречаются крупнопластинчатый молибденит (рис. 78) и выделения галенита, блеклой руды.

Во второй гидротермальный этап, разделенный на две стадии, формировалось промышленное оруденение. В первую стадию

образовались жилы и прожилки крупнокристаллического кварца с радиально-лучистым молибденитом. Из других рудных минералов встречаются пирит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, редко рутил; нерудные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, флюоритом и серицитом.

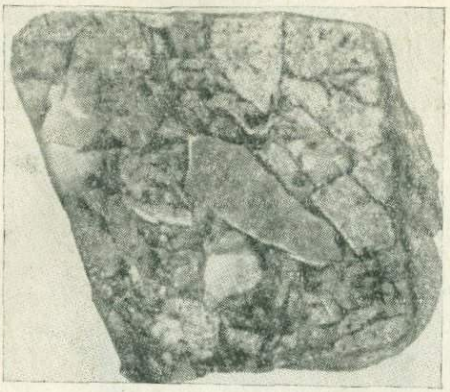


Рис. 77. Брекчиевая руда. В обломках аляскитовый гранит, в цементе — кварц и мелкочешуйчатый молибденит. Сорское месторождение, образец, нат. вел. По *В. Н. Лавыгиной*

Во вторую стадию развивался мелкозернистый кварц с равномерным и полосчатым распределением мелко- и тонкочешуйчатого молибденита. При равномерном распределении молибденита в кварце последний приобретает синеватый оттенок. Помимо молибденита в кварце присутствуют пирит, халькопирит, реже сфалерит, из нерудных минералов — флюорит. Минералы, образовавшиеся во вторую стадию, обычно являются цементом брекчиевидных руд.

Рис. 78. Метакристаллы молибденита I (светло-серые, удлиненные) развиты в пирите I (белое). Черное — кварц. Сорское месторождение, полированный шлиф, ув. 90.

Из всех рудных минералов в настоящее время промышленное значение имеют молибденит и халькопирит.

Наиболее распространенные текстуры руд: прожилковая, вкрапленная, брекчиевидная, полосчатая и коррозионная. Руды месторождения характеризуются метазернистыми и зернистыми структурами (см. рис. 78).

Руды сравнительно легко обогатимые; по сульфидному молибдениту извлечение составляет 88,6% молибдена при содержании 0,07%, по меди — 63,1% при содержании 0,136%. В рудах из рассеянных элементов представляют экономический интерес рений, селен и кадмий.

ГЛАВА III

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Наиболее важное промышленное значение имеют медно-молибденовые месторождения США, Канады, Мексики, Перу, Чили, сосредоточенные в Западно-Американском медно-молибденовом поясе (см. рис. 2). В пределах пояса выделены металлогенические провинции, различающиеся спецификой геотектонического развития и рудоносностью.

В последнее время в американской геологической литературе опубликован ряд статей и монографий, представляющих собой обобщение накопленных геологических материалов по медно-молибденовой формации (Titley a. Hicks, 1966; Lowell a. Guilbert, 1970; Clark, 1972).

По геологическому строению и минеральному составу руд главнейшие медно-молибденовые месторождения Западного полушария имеют много сходства с месторождениями Кавказа. Пространственно и парагенетически месторождения медно-молибденовых руд Америки связаны с третичными (65 млн. лет, метод К-Ar) малыми интрузиями кварцевых монцонит- и гранит-порфиров, приуроченных к системе региональных дорудных разломов (северо-восточные и северо-западные сбросы). Породы кровли, в которые внедрялись материнские интрузии, представляют собой довольно молодые отложения, возраст которых относится к кайнозою и мезозою, меньше развиты палеозойские и докембрийские образования.

Форма штоков порфировых интрузий обычно удлиненная, реже неправильная; поперечное сечение их около 1200 × 1800 м на уровне современного среза.

Способ внедрения гранитоидных интрузий пассивный, что предполагает внедрение, замещение, застывание магмы в виде пломбы. В этом случае процессы ассимиляции широко проявились и не были развиты апофизы. По-видимому, малые интрузии застывали в условиях гипабиссально-субвулканических глубин. Обычно штоки с подчиненными комагматическими дайками гораздо более типичны для месторождений, чем поля даек или зоны брекчий. Последовательность внедрения интрузивных пород, наиболее тесно ассоциирующихся с оруденением: диориты → кварцевые монциниты → кварцевые монцонит-порфиры → риолит-порфиры. Кроме поздних диабазовых даек, других основных пород не встречено.

Все перечисленные интрузивные породы минерализованы; особенно характерна связь рудной минерализации с порфирами.

Оруденение обычно локализуется в апикальных частях интрузивных массивов или на контакте их с вмещающими породами. В интрузивных породах распространено около 70% минерализации, а в доинтрузивных породах — 30%.

Прожилково-вкрапленное оруденение слагает крупные штокверки, редко в них присутствуют жилы и брекчированные зоны. Наиболее часто развиты штокверки, которые имеют изометричные и овальные поперечные сечения. Форма штокверков — крутопадающие цилиндры, реже кольцевые зоны или плоские линзы. Средние размеры в горизонтальном сечении 1050 × 1800 м. Вертикальные размеры часто не известны, во многих месторождениях оруденение прослежено до глубины 800—1000 м.

Границы рудного тела обычно проводятся по данным опробования.

Крупные месторождения имеют запасы руды более 500 млн. т (США — Бингем, Климакс, Мишн-Пима, Моренси, Квеста, Саффорд, Сан-Мануэль и др.); средние — от 100 до 500 млн. т. и мелкие — менее 100 млн. т.

В медно-молибденовых месторождениях вмещающие породы сильно тектонически раздроблены и всегда интенсивно подвергались предрудному гидротермальному изменению, которое имеет зональное распространение от центра к периферии. В центре развита зона калиевого метасоматоза (кварц + калишпат + биотит + серицит, иногда встречается хлорит, альбит, флюорит, ангидрит). Эта зона обычно самая глубокая, по времени — ранняя. Общее содержание сульфидов низкое — менее 1%. Распространены сульфиды: пирит, халькопирит, молибденит. В этой зоне характерна вкрапленность сульфидов (преобладает над прожилками).

Рудная зона примечательна развитием серицитизации (кварц + + пирит + серицит, иногда немного каолинита и калишпата). Содержит много пирита (до 10—16%). В этой зоне сосредоточено промышленное оруденение. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, молибденит; второстепенные и редкие — борнит, ковеллин, сфалерит, энаргит и магнетит.

Зона аргиллизации (кварц + каолинит + монтмориллонит + + серицит). Из рудных минералов резко преобладает пирит над халькопиритом (23 : 1). Из второстепенных и редких минералов развиты борнит, молибденит, теннантит, сфалерит, галенит, энаргит и гюбнерит. Эта зона обычно находится в краевых частях штокверков.

Внешняя зона характеризуется интенсивной пропилитизацией пород (альбит + хлорит + эпидот + кальцит). Метасоматическое замещение амфиболов, биотита и плагиоклазов охватывает огромные площади обычно за пределами рудного тела. Из рудных минералов развиты пирит, из редких минералов встречаются халь-

копирит, борнит, молибденит, магнетит, гематит, родохрозит, сфалерит, галенит, родонит.

Ореол гидротермального изменения вмещающих пород распространен далеко за пределы рудного тела, на расстояние 750—800 м, и лишь медно-молибденовые месторождения Канады имеют узкие зоны измененных пород.

В медно-молибденовых месторождениях пирит является наиболее распространенным сульфидом, за которым следуют по порядку халькопирит, борнит, энаргит и молибденит. Редко встречаются сфалерит и галенит. Гипогенная минерализация тесно связана в пространстве с гидротермальным изменением вмещающих пород.

Горизонтальная зональность от центра месторождения в общем виде проявляется в закономерном распространении следующих минеральных ассоциаций: 1 (cu + py + bn + mo) → 2 (py + cu + + mo + bn) →3 (py + cu) → 4 (zn + gn + ag + au). Первичные сульфиды образуют прожилки и вкрапленность во вмещающих породах; резко преобладает метасоматическое оруденение. Типоморфными текстурами в медно-молибденовых рудах являются прожилковые, вкрапленные и коррозионные (микротекстуры), редко брекчиевые и друзовые. Структуры рудообразующих минеральных агрегатов метазернистые и зернистые. Текстуры дробления (брекчиевые и трещиноватые), а также катакластические и кристаллобластические структуры широко развиты в рудах.

В комплексных медно-молибденовых месторождениях Америки среднее содержание меди равно 0,8%, среднее содержание молибдена — 0,015%. Попутно из руд извлекается рений, золото (0,1—1,0 г/т) и серебро (5—6 г/т). Преобладающее количество золота добывается из медно-молибденовых штокверковых месторождений. В молибденитовом концентрате, полученном при обогащении медно-молибденовых руд месторождений США, рений содержится в количестве 0,005—0,07%. В собственно молибденовых штокверковых месторождениях среднее содержание молибдена 0,17%.

Для большинства медно-молибденовых месторождений характерна зона окисления и вторичного сульфидного обогащения. Глубина зоны окисления колеблется от нескольких до 40—50 м. В зоне окисления главными минералами меди являются малахит, азурит, хризоколла и антлерит, а из вторичных минералов молибдена развиты сульфаты молибдена, ильземанит, ферримолибдит, повеллит и молибденсодержащий гётит.

В рудах зоны вторичного сульфидного обогащения среднее содержание меди более 0,8—1,0%. Существенный вынос и обогащение для молибдена не наблюдаются.

Из вторичных сульфидов меди главный минерал — халькозин, реже развиты ковеллин, джарлеит, дигенит, борнит. Зона вторичного сульфидного обогащения распространяется до глубины 150—200 м, реже до 250 м и наиболее выражена в интенсивно серицитизированных породах с большим количеством прожилков пирита.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ США

На территории США и северной Мексики известно большое число медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений (рис. 79). Наиболее значительные собственно молибденовые штокверковые месторождения сосредоточены в штатах Колорадо и Нью-Мексико: Клаймакс, Гендерсон, Квеста. Клаймакс имеет запасы руды свыше 500 млн. т, среднее содержание молибдена 0,24%.

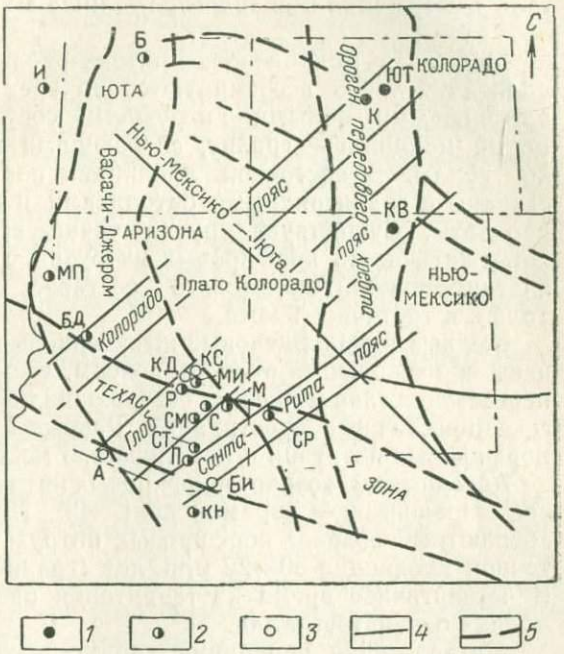


Рис. 79. Распределение штокверковых молибденовых, медно-молибденовых и медных месторождений по отношению к орогеническим поясам и главным линеаментам. *По Кларку* (1968)

1—3 — месторождения: *1* — молибденовые (ЮТ — Юред Гендерсон, *К* — Клаймакс, КВ — Квеста), *2* — медно-молибденовые (Б — Бингем, И — Или, МП — Минерал-Парк, БД — Багдад, МИ — Майами, Р — Рей, СТ — Сьеррита, П — Пима, СМ — Сан-Мануэль, С — Саффорд, М — Моренси, КН — Кананеа, СР — Санта-Рита, *3* — медные (КС — Коппер-Ситиз, КД — Касл Дом, БИ — Бисби, А — Айо); *4* — линеаменты; *5* — орогены

В штатах Невада, Юта, а в основном в шт. Аризона находятся многочисленные медно-молибденовые месторождения: Или, Бингем, Минерал-Парк, Майами, Рей, Моренси, Сан-Мануэль, Санта-Рита, Мишн-Пима; и медные: Айо, Коппер-Ситиз, Касл-Дом, Бисби, Саффорд. Бингем имеет запасы свыше 500 млн. т. при средних содержаниях меди 0,75% и молибдена 0,25%. Запасы месторождения Саффорд — свыше 500 млн. т при среднем содержании меди 0,2%.

На долю США приходится около 58% общих запасов молибдена и 50% запасов меди капиталистического мира.

В США и примыкающей части Мексики развиты две важные металлогенические провинции штокверковых месторождений меди и молибдена. Молибденовые штокверковые месторождения сосредоточены в восточной провинции, расположенной в южных Скалистых горах, к востоку от плато Колорадо, в нее также входит шт. Айдахо. Медно-молибденовые штокверковые месторождения

находятся в западной провинции, протягивающейся от севера Мексики (Кананеа) до каньона Бингем (см. рис. 79).

Геологическая история обеих провинций различна. Западная провинция представляет собой эвгеосинклинальную зону, Восточная имеет характерные черты миогеосинклинали. Эвгеосинклинальная область подвергалась главным деформациям и складчатости в период времени нижняя юра — мел; в это время внедрялись крупные гранитоидные батолиты. Миогеосинклинальная область испытала деформации и складчатость лишь в конце мезозоя и в третичное время.

Медные и молибденовые штокверковые месторождения обеих провинций тесно ассоциируются во времени и в пространстве с порфировыми малыми интрузиями состава гранодиорит — кварцевый монцонит — гранит, слагающими небольшие штоки, дайки, силлы. В восточной провинции порфировые интрузии тесно связаны с гранитоидными батолитами и рассматриваются как их дериваты. Существует другая точка зрения, устанавливающая комагматичность порфировых интрузий с эффузивными породами андезит-монцонит-дацитового состава, образовавшими мощные толщи в третичное время.

Медные и молибденовые штокверковые месторождения приурочены к нескольким рудным поясам, сформированным вследствие пересечения ларамийских северо-западных сбросов с разломами северо-восточного простирания. Разрывы контролируют внедрение порфировых интрузий и локализацию месторождений.

Абсолютный возраст порфировых интрузий и оруденения Западной провинции — ларамийский: 42 (Бингем) — 72 млн. лет; абсолютный возраст порфировых интрузий и месторождений Восточной провинции 30—22 млн. лет (граница палеогена и неогена). В четвертичное время на территории провинций происходили излияния базальтовых лав.

Металлогения провинций характеризуется присутствием меди, молибдена, рения, вольфрама; последний как примесь более тесно ассоциируется с молибденовыми месторождениями, но спорадически обнаруживается и в медно-молибденовых. Медь обычно присутствует в виде халькопирита, а вольфрам — в виде гюбнерита.

А. Сутерленд Браун (1969) подразделил штокверковые месторождения меди и молибдена на группы в зависимости от петрологической и структурной сложности родственных интрузивов и рудных тел, а также от глубины формирования (табл. 22). Структурные усложнения включают развитие даек, трубок брекчий или многократных интрузий.

Пирит и кварц являются наиболее распространенными минералами, за ними по порядку следуют халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, магнетит, пирротин. Часто присутствуют в небольших количествах гюбнерит, шеелит, вольфрамит. В собственно молибденовых месторождениях наблюдаются повышенные содержания вольфрама, в медных и медно-молибденовых увеличивается

роль рения, золота, серебра, которые приобретают промышленное значение. А. Сутулов (1970 г.) следующим примером иллюстрирует различия в содержаниях рения (в частях на миллион): Клаймакс 2—5, Квеста 12, Санта Рита 800, Бингем 360.

Характерной чертой собственно молибденовых месторождений Восточной провинции является отсутствие супергенного обогащения, чему способствовали геохимические, климатические условия и ледниковая деятельность.

Для медных и медно-молибденовых месторождений Западной провинции характерны более мощные ореолы гидротермального изменения с развитием обширных зон серицитизации и пропилитизации («мокрый» тип изменения), в то время как молибденовым месторождениям Восточной провинции присущ «сухой» тип изменения, охватывающего меньшие площади, с развитием более узких зон.

Серицитовые метасоматиты, содержащие интенсивную вкрапленность пирита, пронизанные многочисленными прожилками и трещинами, обладают высокой проницаемостью и способствуют развитию мощных зон окисления на месторождениях Западной провинции.

Ниже приводится описание главнейших месторождений медно-молибденовой формации.

Месторождение Сан-Мануэль, Каламазо

Рудное поле расположено на высоте около 1000 м, на северном склоне горной гряды Санта-Каталина, переходящей в долину р. Сан-Педро.

Запасы руды более 500 млн. т. Содержание меди 0,75%, молибдена 0,015%. Имеются огромные запасы руды с содержанием меди менее 0,5%. Месторождение скрытое, залегает под толщей конгломератов мощностью до 300 м и поэтому разрабатывается несколькими шахтами; разработка начата в 1948 г.

Геологическое строение месторождения охарактеризовано во многих классических работах (S. R. Titley a C. L. Hicks, 1966 г.; G. M. Schwartz, 1949, 1953 г.). Основную часть рудного поля занимает массив докембрийских гранитоидов, представленный фазой кварцевых монцонитов, который прорван в третичное время штоком монцонит-порфиров с ответвляющимися многочисленными дайками монцонит-порфиров; шток имеет грибообразную форму, размеры в плане 1200 × 2100 м. Монцонитовые порфиры представлены двумя фазами: первая — кварцевый монцонит-порфир, вторая — биотитовый дацит-порфир. Последними внедрились маломощные дайки диабазов. Оруденение тесно ассоциируется во времени и в пространстве с монцонит-порфирами; возраст интрузии и оруденения — 37 млн. лет.

Затем блок, включающий месторождение, был приподнят и эродирован, что привело к образованию маломощной зоны вторичного

сульфидного обогащения. В последующий этап месторождение было перекрыто третичными конгломератами Клаудбёрст и Гила. Мощный сброс Сан-Мануэль разделил рудное тело на две части (участки Сан-Мануэль и Каламазо). Участок Каламазо был опущен на 2 км к ЮЗ 55°. Затем рудные тела и пласты конгломератов были разбиты на блоки и перемещены многочисленными нарушениями.

Рудная минерализация развита в третичных монцонит-порфирах (50%) и докембрийском кварцевом монцоните (50%). Первичное ненарушенное рудное тело представляло собой штокверк цилиндрической формы с эллиптическим сечением; размеры 750 × × 1500 × 2400 м (по вертикали). В настоящее время облик рудного тела резко изменился вследствие пострудного дробления и перемещений отдельных блоков, а также развития зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения. Первичная руда представлена вкрапленностью халькопирита, пирита, редко борнита, в сильно серицитизированном монцонит-порфире и кварцевом монцоните; здесь также развиты мелкие кварцевые прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита, молибденита.

Рудовмещающие кварцевые монцониты и монцонит-порфиры интенсивно гидротермально метаморфизованы; зона изменения прослеживается на расстояние до 3000—5000 м за пределами рудного тела. В центральной части рудной зоны развит калиевый метасоматоз — калишпатизация, биотитизация и серицитизация, которые сменяются к периферии аргиллитизацией и пропилитизацией (см. рис. 4).

Главные рудные минералы: пирит (1—10%), халькопирит (0,1—3%), молибденит (0,01—0,05%). Рудное тело имеет выраженное кольцевое зональное строение. Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра к периферии): py (1%), cu (1—3%), mo (0,01—0,05%) → py (10%), cu (0,1—3%), mo (0—0,05%) → py (2%) → на периферии рудного поля жилы cu, gn, zn, ag, au. Вертикальная зональность снизу вверх: cu → → py.

Горизонтальная зональность гидротермального изменения (от центра): q, kf, b, anh → q, s, py → q, kaol, c → q, c, e, ca. Вертикальная зональность: калишпатизация сменяется серицитизацией снизу вверх.

На месторождении развита неравномерная зона окисления и маломощная зона вторичного сульфидного обогащения, а также небольшие участки руд окисного обогащения. Конфигурация зоны гипергенного изменения очень сложная вследствие более позднего дробления на блоки, испытавшие перемещения (рис. 80); средняя мощность 250 м.

Минеральный состав окисленных руд: гётит, гидрогётит, гидрогематит, хризоколла, куприт, самородная медь, псиломелан, малахит, ярозит, редко азурит (в порядке убывания). Хризоколла является наиболее распространенным минералом меди; образует пятна

и налеты на стенках трещинок в породе. Некоторая часть меди присутствует в агрегатах лимонита, вероятно, в форме куприта. Малахит и азурит развиты в небольших количествах.

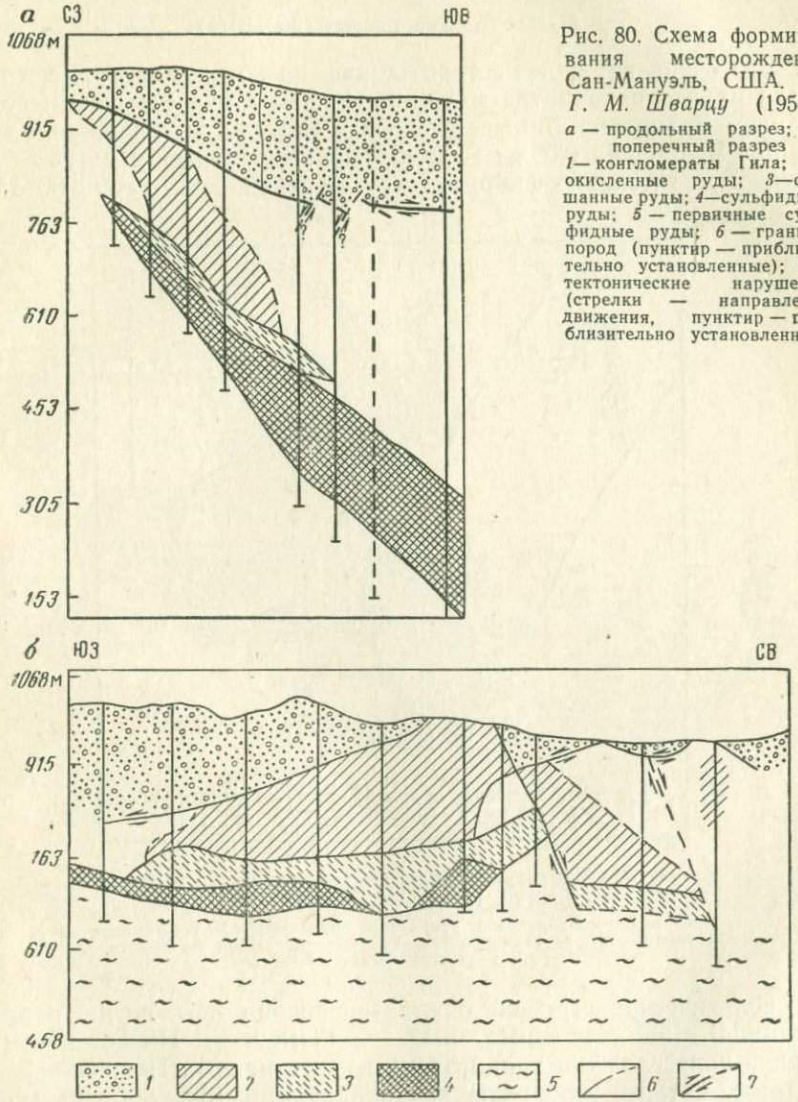


Рис. 80. Схема формирования месторождения Сан-Мануэль, США. По *Г. М. Шварцу* (1953)

а — продольный разрез; *б* — поперечный разрез
1 — конгломераты Гила; *2* — окисленные руды; *3* — смешанные руды; *4* — сульфидные руды; *5* — первичные сульфидные руды; *6* — границы пород (пунктир — приблизительно установленные); *7* — тектонические нарушения (стрелки — направление движения, пунктир — приблизительно установленные)

В окисленной зоне высокое содержание меди (0,03—0,3%) вследствие засушливого климата и отложения меди в относительно нерастворимой хризоколле. Те же факторы обусловили развитие маломощной и неравномерной зоны вторичного сульфидного обогащения. Основным минералом этой зоны является халькозин;

борнит и ковеллин распространены незначительно. Гипергенный халькозин обычно имеет, подобно гётиту, концентрически-зональную текстуру и метаколлоидную структуру.

Месторождение Бингем (шт. Юта)

Это очень крупное месторождение, на котором впервые в мире была начата разработка медно-порфировых руд с высоким содержанием молибдена. Запасы руд более 500 млн. т; содержание меди 0,75%, молибдена 0,05%. Разрабатывается карьером с 1900 г. На двух обогатительных фабриках в сутки перерабатывается 200 тыс. т руды.

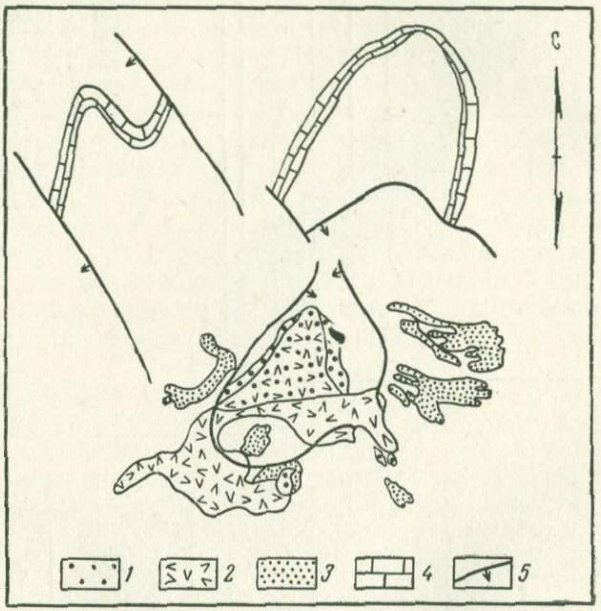


Рис. 81. Структурно-геологическая схема месторождения Бингем. По *А. Х. Джеймсу* (1971 г.)

1— медно-молибденовое первичное оруденение; *2*— порфировые гранитоиды; *3*— свинцово-цинковая минерализация; *4*— известняки; *5*— тектонические контакты

Геологическое строение охарактеризовано во многих работах (Boutwell, 1955 г.; Butler, 1917 г.; Titley a. Hicks, 1966 г.). Рудное поле сложено кварцитами и известняками Пенсильванской системы, которые прорваны крутопадающим трубообразным порфировым штоком Бингем (рис. 81). Шток имеет сложное строение, многофазный, размеры в плане 1800 × 2700 м; первая фаза — кварцевые диориты, вторая — гранодиориты; развиты также более молодые дайки и неправильные тела латитовых порфиров и кварцевых латит-порфиров. Все изверженные породы содержат оруде-

нение, которое связано парагенетически с латитовыми порфирами. Возраст интрузивного комплекса и оруденения — 37 млн. лет.

Рудное тело представляет собой штокверк, имеющий форму опрокинутой чашки, внутри которой находится зона бедной, непромышленной минерализации; размеры в плане 1500 × 2100 м.

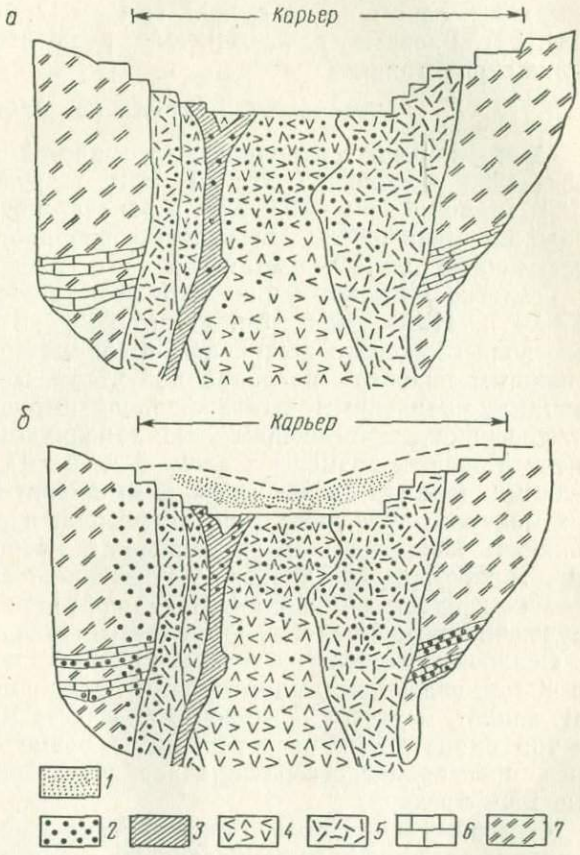


Рис. 82. Схема расположения халькопирита и молибденита по вертикали. Месторождение Бингем. По *А. Х. Джеймсу* (1971 г.)

а — распространение молибденита; *б* — распространение халькопирита
1— зона вторичных халькозиновых руд (отработанных); *2*— зона первичных сульфидов; *3*— кварцевые латиты; *4*— гранит-порфиры; *5*— граниты; *6*— известняки; *7*— метаморфические кварциты

Оруденение сосредоточено в основном в изверженных породах (75%), а также немного в известняках и кварцитах (25%), причем известняки являются более благоприятными для локализации руд, чем кварциты.

Вмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму, который прослеживается и за пределами рудной зоны, на расстоянии до 3000 м. Внутри рудного тела развиты калишпатизация и серицитизация, на периферии — пропилитизация.

Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит, молибденит (в порядке убывания их содержания). Рудное тело имеет

выраженное концентрически-зональное строение. Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра к периферии): mo → bn → cu → py → на периферии жилы с en, fm, qn, zn, to, ag, mn; вертикальная зональность снизу вверх: медная минерализация сменяется свинцово-цинковой в жилах. Горизонтальная зональность гидротермального изменения (от центра): q, kf, b, s → → q, s, kf, kaol, c → q, c, kaol, ca e → c, talk, kaol, e, gr, mt, p (рис. 82). Развиты халькозиновые руды вторичного обогащения (ныне отработанные).

Месторождение Моренси (шт. Аризона)

Месторождение расположено в гористой местности на высоте 1200—1500 м. Запасы более 500 млн. т, содержание меди 0,1—0,15%, а молибдена — 0,007%; в зоне вторичного обогащения содержание меди 0,88%. Интенсивная разработка ведется с 1890 г. несколькими шахтами и карьером.

Геология месторождения изложена в ряде классических работ (Titley a. Hicks, 1966; Lindgren, 1905). Восточная часть рудного поля сложена известняками и сланцами палеозоя — мезозоя, с пологим падением на запад под углом 5—25°. Они прорваны крупным, удлиненным к северо-западу штоком кварцевых монцонит-порфиров, занимающим всю западную часть рудного поля (шток Моренси, размеры в плане 3 × 15 км), и многочисленными мелкими телами, дайками, силлами диорит-порфиритов, кварцевых монцонит-порфиров, гранит-порфиров и диабазов. Последовательность внедрения: диорит-порфирит, кварцевый монцонит-порфир, гранит-порфир, диабаз. Оруденение тесно ассоциируется во времени и пространстве с интрузией порфиров. Возраст интрузии и оруденения позднемеловой — третичный (рис. 83).

Осадочные породы на контакте с интрузией, в зоне мощностью до 450 м, сильно метаморфизованы, скарнированы, содержат гранат, эпидот, магнетит. Юго-восточная часть рудного поля разбита на три блока двумя пострудными сбросами — Коппер-Маунтин и Апеч, простирание северо-западное. В карьере прослежены мощные зоны брекчий.

Месторождение Моренси расположено в зоне контакта интрузии монцонит-порфиров и скарнированных осадков; оруденение в основном сосредоточено в интрузивных породах (70%) и меньше (30%) в осадочных. Рудное тело трубообразное, протяженное на глубину, размеры в плане 1800 × 3900 м. Развиты два типа руд: жильный и штокверковый, жилы образуют сложную систему внутри крупного штокверка. Наиболее продуктивные жилы развиты в зоне контакта интрузии монцонит-порфиров; средняя протяженность до 500 м. Жилы простой формы, обычно кварц-пиритовые или содержат вторичный халькозин.

Вмещающие оруденение породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму: в центральной части рудного тела они интенсивно окварцованы, пиритизированы, серицитизи-

рованы, к периферии серицитизация сменяется аргиллизацией, и за пределами рудного тела, на расстоянии более 1500 м, развита пропилитизация.

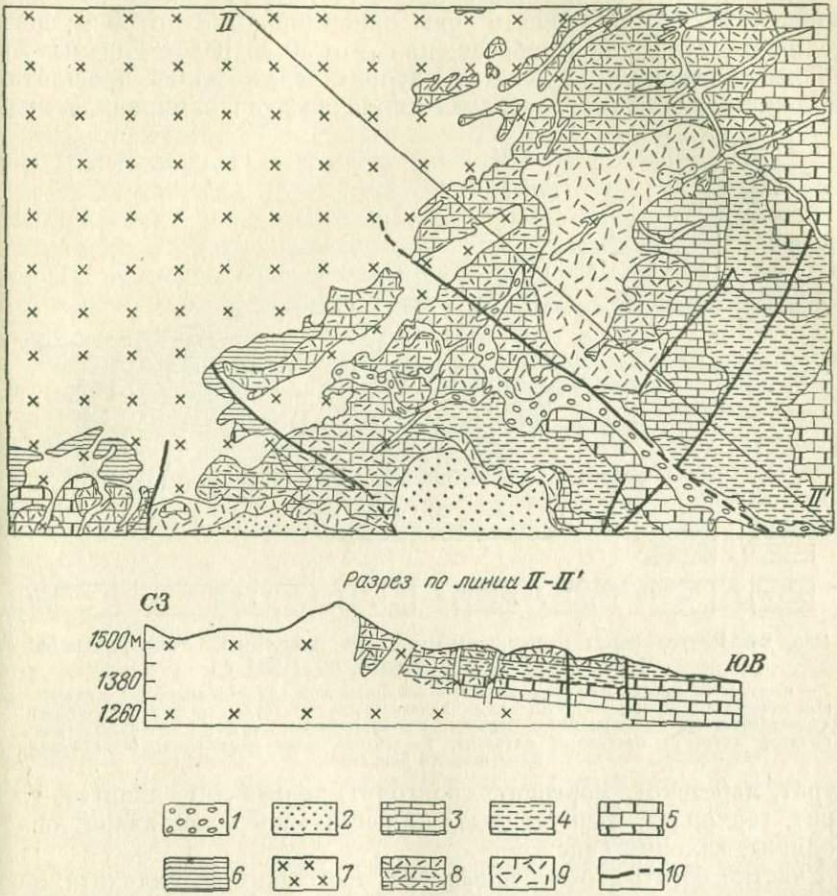


Рис. 83. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Моренси. шт. Аризона, США. По *Боутвеллу* (1902 г.)

1— аллювиальные отложения; *2*— формация Пинкард: песчаники и сланцы (мел); *3*— формация Модок: известняки, доломиты (нижний карбон); *4*— формация Моренси: сланцы, известняки (девон); *5* — формация Лонгфеллоу: известняки (ордовик); *6* — кварциты Коронадо (кембрий); *7* — кварцевые монцонит-порфиры: массивы, дайки (верхний мел — палеоген); *8*— скарнированные известняки; *9*— скарны; *10* тектонические нарушения установленные и предполагаемые

Главные гипогенные минералы (в порядке убывания содержания): пирит, кварц, халькопирит, сфалерит, молибденит. Пирит резко преобладает. Месторождение имеет выраженное концентрическо-зональное строение. Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра): py (3—8%), cu (9—0,5%), zn, mo→ → py, мало cu → на периферии жилы с qn, zn, au, ag. Горизонталь-

ная зональность гидротермального изменения (от центра): q, S, ру →q, mont, → c, e.

На месторождении развита мощная зона окисления и вторичного сульфидного обогащения, а также участки руд окисного обогащения (рис. 84). Мощность зоны окисления от 3 до 60 м; зоны вторичного сульфидного обогащения — от 30 до 120 м. Главные минералы окисленных руд: гётит, куприт, хризоколла, брошантит, малахит; более редкие — медная смоляная руда, самородная медь,

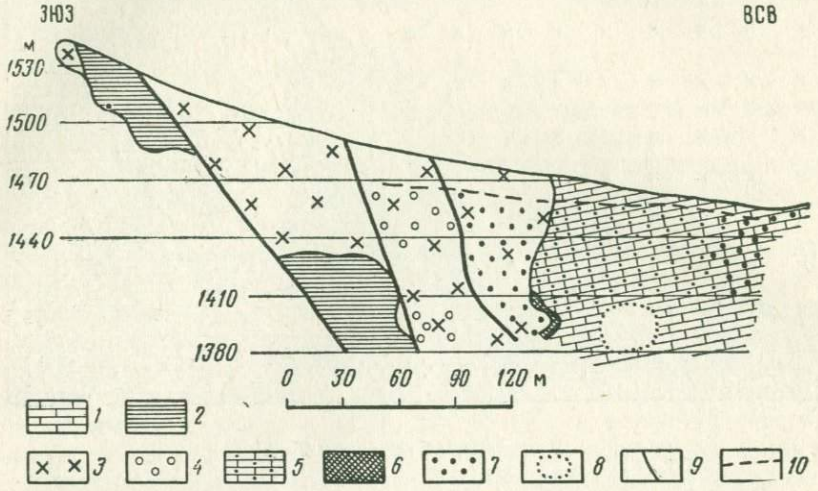


Рис. 84. Разрез через рудные тела в зоне окисления. Месторождение Моренси, США. По *Линдгрену* (1904 г.)

1 — известняки Лонгфеллоу (ордовик); *2*— кварциты Коронадо (кембрий); *3* — кварцевые монцонит-порфиры (верхний мел — палеоген); *4*— халькозиновые руды; *5*— руды с халькозином и самородной медью; *6* — купритовые руды; *7* — руды карбонатов меди; *8*— массивный магнетит; *9*— тектонические нарушения; *10*— граница зоны полного окисления

азурит, либетенит, моренсит, спонголит, халькантит, диоптаз, госларит, герхардит. Гипергенные жильные минералы: кварц, опал, каолинит, кальцит, гипс.

Участки богатых окисленных руд, состоящих из малахита, азурита, реже куприта, с пятнами гидроокислов марганца, приурочены к скарнированным известнякам; окисленная руда сменяется известняком, содержащим вкрапленность пирита и халькопирита. В монцонит-порфирах гипергенная непромышленная минерализация представлена пятнами и корочками хризоколлы.

Главный минерал вторичных сульфидных руд — халькозин, незначительно развиты ковеллин и борнит.

Месторождение Клаймакс (шт. Колорадо)

Это самое крупное штокверковое молибденовое месторождение в капиталистическом мире, расположено в Скалистых горах на высоте 3700 м. Запасы руды свыше 500 млн. т, среднее содержание молибдена 0,24%.

С 1924 г. месторождение интенсивно разрабатывается шахтами, обеспечивающими суточную добычу 43 тыс. т, при содержании 0,024% молибдена. С 1948 г. из руд попутно извлекаются вольфрам, олово, пирит, монацит; с 1966 г. началось извлечение окисного молибдена.

Геологическое строение месторождения охарактеризовано во многих классических работах («Ore deposits in the United States», 1968; Vanderwilt, 1946). Рудное поле Клаймакса (рис. 85, 86) разделено близмеридиональным разломом Москито на две части: восточная часть сложена докембрийскими гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, в которых локализовано месторождение; на западе развиты палеозойские осадочные отложения. Все эти породы прорваны многочисленными силлами и дайками дорудных раннетретичных порфиров диоритового и кварц-монцонитового состава.

Молибденовое оруденение парагенетически связано со сложным штоком риолитовых порфиров (шток Клаймакс) среднетретичного возраста (30 млн. лет). Шток имеет трубообразную форму, изометричное поперечное сечение 900 × 900 м. Шток прорывает докембрийские породы; его формирование происходило в четыре фазы, каждая фаза сопровождалась даечными породами, собственными гидротермальными проявлениями и рудной минерализацией.

Последовательность внедрения фаз: риолит-риолит-аплит- и гранит-порфир. Первичный минеральный состав различных фаз весьма близок: кварц, ортоклаз, альбит, биотит; разделение порфиров по составу сильно усложняется вследствие наложенного гидротермального изменения.

Первая фаза штока Клаймакс представлена Юго-Западным массивом, удлиненным в широтном направлении, размеры в плане 550 × 330 м. На глубине около 400 м он соединяется с Центральным массивом, сформированным во вторую фазу. Оба массива сложены риолит-порфирами. Отличительной особенностью Юго-Западного массива является присутствие вкрапленников псевдомикроклина; порфиры первой фазы не содержат оруденения и в меньшей степени гидротермально изменены.

Центральный массив второй фазы внедрения имеет форму вертикального штока с округлым сечением, площадь которого увеличивается на глубину; вблизи смыкания с Юго-Западным массивом диаметр сечения составляет 640 м. Массив имеет куполообразную кровлю, вследствие этого дайки и силлы кварцевых монцонитов над ним изогнуты, в них развита вторичная сланцеватость. Контакты массива обычно согласные; в краевых частях развиты более тонкозернистые структуры. Породы массива подверглись интенсивному гидротермальному изменению, в верхней части вмещают рудную минерализацию.

Третья фаза штока Клаймакс представлена аплит-порфирами Они внедрились в Центральный массив и образовали на глубине

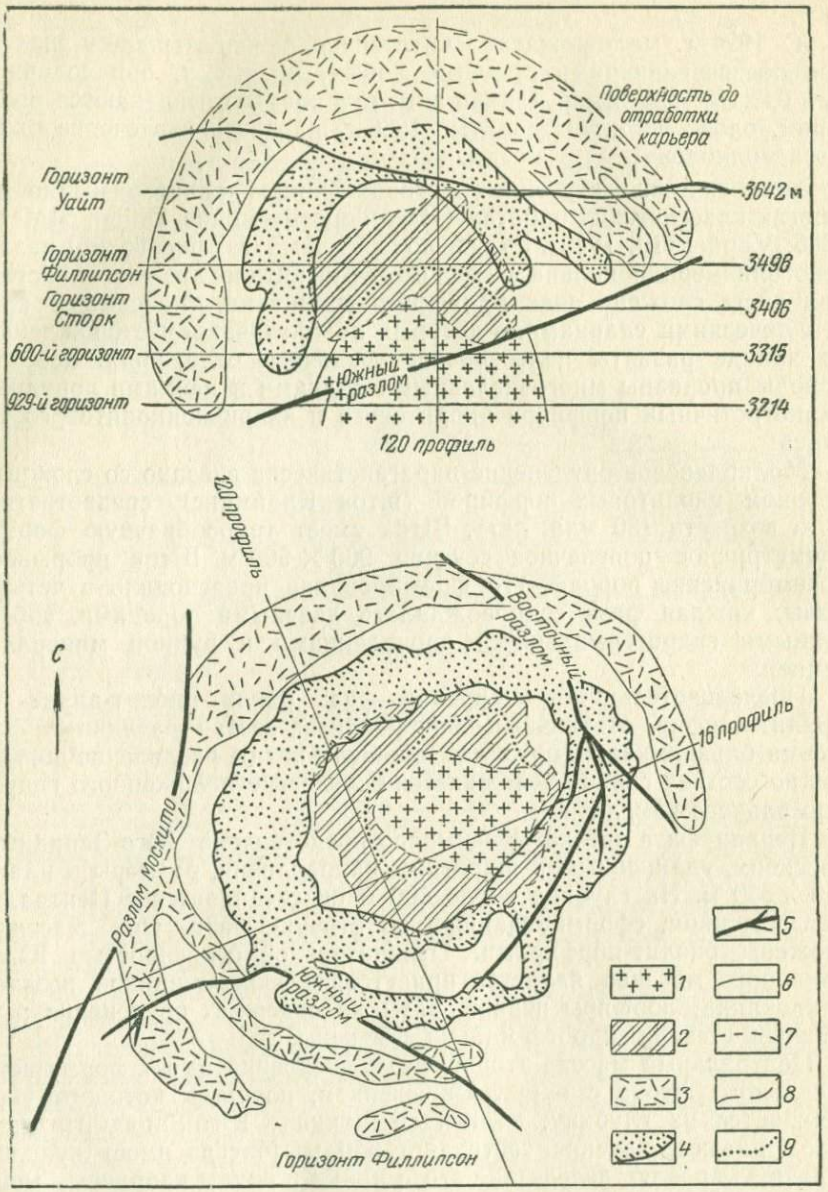


Рис. 85. Схема геологического плана горизонта Филлипсон месторождения Клаймакс и разрез по 120-му профилю («Рудные месторождения США», т. II, 1973)

1— породы Центрального массива штока Клаймакс, порфиры диоритового, кварцмонцонитового состава; *2*— сильно окварцованные породы; *3*— зона распространения вольфрама с содержанием WO_3 более 0,02% (в достроенной части показана прерывистым контуром); *4* — контур зоны распространения MoS_2 с содержанием 0,4% (спроектированная часть показана прерывистой линией); *5*— разломы; *6*— контакты; *7*— постепенные переходы; *8*— предполагаемые контакты; *9*— предполагаемое положение контактов в зоне окварцевания

500 м подобный ему шток. При формировании штока аплит-порфиров в Центральном массиве возникла система радиальных трещин растяжения, вместивших дайки «внутрирудных порфиров», по составу большей частью сходные с аплит-порфирами штока и, вероятно, связанные с ним генетически. Аплит-порфиры вмещают оруденение, участками интенсивно изменены.

Четвертая фаза штока Клаймакс представлена гранит-порфирами. Судя по имеющимся предварительным данным, они слагают на глубине массив, напоминающий два предыдущих.

На месторождении широко распространены дайки пострудных риолит-порфиров, генетически связанные с фазой гранит-порфиров; они образуют неясно выраженную радиальную систему. Дайки местами подверглись интенсивной аргиллизации или кварц-топазовому изменению, очень редко содержат рудные прожилки.

Структура. Региональный разлом Москито в пределах месторождения имеет простирание северо-восточное 10—20°, падение на запад 70°; представлен мощной зоной (десятки метров) перетертых раздробленных пород. Разлом служит западной границей оруденения, локализованного в его лежачем боку; имеет характер сброса с амплитудой перемещения 2700 м; висячий бок разлома смещен к югу на расстояние 500 м. Разлом длительно развивающийся, вероятно, он существовал еще в докембрии. Фиксируемые перемещения по разлому произошли в послерудное время.

Два менее крупных разлома — Восточный и Южный — представляют собой сбросы. Они смещают рудные тела и, вероятно, возникли в послерудный этап. Восточный разлом расщепляется к югу на серию разрывов и выклинивается, а на севере продолжается за пределы района. Южный разлом выклинивается к юго-востоку, на западе он примыкает к разлому Москито, расщепляясь на серию мелких разрывов.

Рудные штокверки Клаймакса приурочены к зонам трещиноватости локального характера, связанной генетически с формированием интрузивного штока Клаймакс. Большинство прожилков группируется в четыре ориентированные серии. По происхождению выделены три типа трещин: крутопадающие, расположенные радиально вокруг Центрального массива (трещины растяжения); радиальные трещины средних углов падения (трещины скола); мало распространенные пологие трещины растяжения.

Морфология оруденения. Рудная минерализация локализована в докембрийских породах (60%) и риолит-порфирах (40%).

В Клаймаксе развиты три рудных тела (Сириско, Верхнее, Нижнее), пространственно и генетически связанные соответственно с первой, второй и третьей интрузивными фазами штока Клаймакс. Наиболее крупное из них — рудное тело Верхнее, оно же лучше изучено. В разрезе вверху находится тело Сириско, обнаруженное после Верхнего и Нижнего; предполагается, что основная часть тела Сириско уничтожена эрозией.

Все три тела представляют собой штокверки, залегающие в кровле над родственным интрузивом. Они похожи друг на друга: обладают сходной формой, структурой, минеральным составом, зональностью распределения минерализации. Поэтому достаточно рассмотреть наиболее изученное рудное тело Верхнее (см. рис. 85).

В плане тело Верхнее имеет кольцевую форму, в разрезе — дугообразную. Средняя мощность кольца 250 м, внутренний диаметр 210 м, на глубину оруденение прослежено на 800 м. Ярко выражены зоны калишпатизации, окварцевания, пирит-серицит-вольфрамовая, которые повторяют форму молибденитовой рудной зоны и соответственно расположены внутри нее, ниже и выше.

Центральная часть (от 120 до 300 м в поперечнике) состоит почти полностью из плотного массивного тонкозернистого безрудного кварца, и только во внешней зоне этого центрального ядра и в его более глубоких горизонтах проявляется слабая минерализация: содержание молибдена местами достигает 0,1%. Центральное ядро окаймляется промежуточной, кольцевой зоной, которая отличается наиболее интенсивным оруденением и содержит основные запасы руды. Мощность зоны 100—400 м. Порода рудной зоны состоит в основном из кварца и ортоклаза, содержит, немного серицита. Первичный текстурный облик можно установить, так как видны контуры фенокристов ортоклаза и мусковита, замещенных вторичным мелкозернистым ортоклазом. В этой зоне развита густая сеть (с промежутками до 1 см) мелких (мощность 5 мм) кварц-молибденитовых и кварц-молибденит-ортоклазовых прожилков. Редко в прожилках присутствуют пирит и более поздний флюорит.

Своеобразной особенностью Клаймакса является мелкозернистый характер молибденита, скопления которого обычно располагаются в зальбандах кварцевых прожилков. Встречены также мономинеральные молибденитовые прожилки (обычно в сланцах). Основное значение имеют кварц-молибденитовые прожилки, к которым приурочено 97% всего молибдена. Прожилки образовались метасоматическим путем, выполнение пустот не характерно. Прослежены кварцевые жилы с молибденитом мощностью 30—50 см; жильный тип имеет небольшое значение.

Внешняя зона имеет мощность до 600 м; она характеризуется слабым окварцеванием, интенсивной серицитизацией, пиритизацией, слабым развитием вторичного ортоклаза в гранитах. Проявлена бедная, не представляющая промышленной ценности, молибденовая минерализация. С этой зоной в общем совпадает зона вольфрамовой и оловянной минерализации.

Пирит составляет 6—3%, в зоне развиты кварц-пиритовые прожилки, часто с топазом и флюоритом. Мелкие зерна гюбнерита и вольфрамита рассеяны в этих прожилках, среднее содержание WO_3 составляет 0,06%.

В вольфрамовой зоне отмечены высокие содержания олова, мелкие кристаллы касситерита встречены в кварц-пиритовых прожилках.

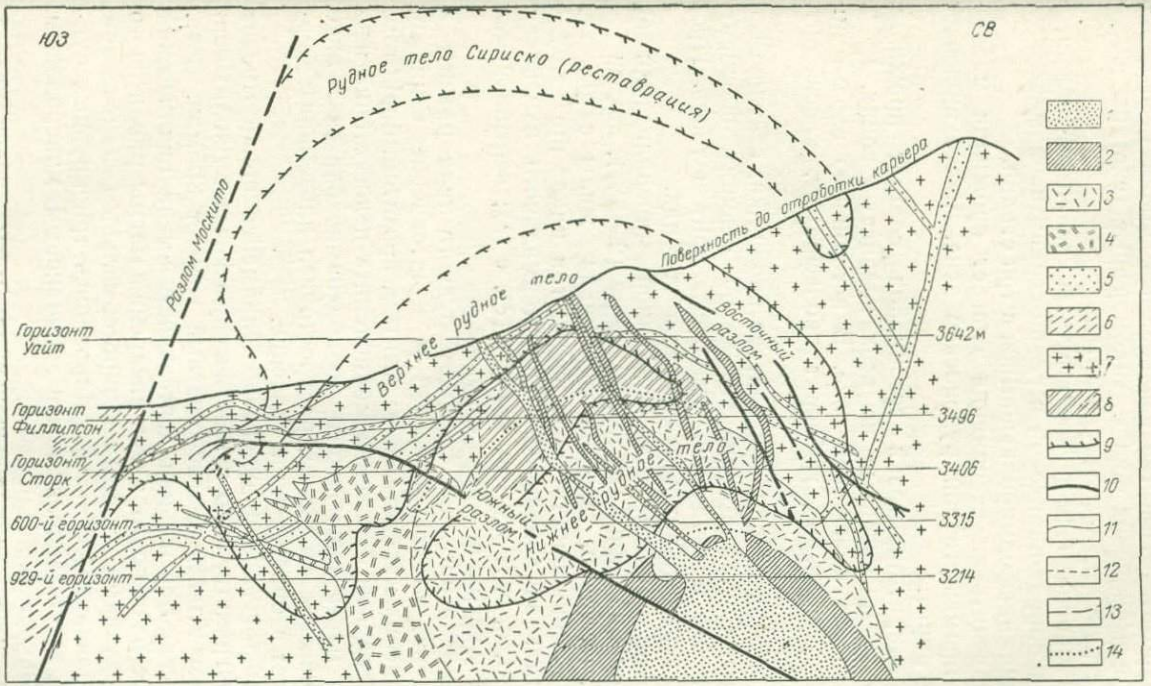


Рис. 86. Схематизированный геологический разрез месторождения Клаймакс по 16-му профилю («Рудные месторождения США», т. II, 1973)

1—4 — порфиры группы Клаймакс (третичные породы): поздние дайки риолит-порфиров (*1*), внутрирудные порфировые дайки (*2*), Центральный массив штока Клаймакс (*3*), Юго-Западный массив штока Клаймакс (*4*); *5* — кварц-монцонитовые порфиры (третичные породы); *6* — палеозойские породы: формация Минтерн пенсильванского возраста, содержащая около 40% силлов кварцевых монцонитов третичного возраста; *7* — докембрийские породы: граниты и кристаллические сланцы нерасчлененные; *8* — сильно окварцованные породы; *9* — контур распространения MoS_2 с содержанием MoS_2 0,2% (спроектированная часть показана прерывистой линией); *10* — разломы; *11* — контакты; *12* — предполагаемые контакты; *13* — постепенные переходы; *14* — предположительное положение контактов в зоне окварцевания

Минеральный состав руды. Главные гипогенные минералы: пирит, кварц, серицит, молибденит; второстепенное значение имеют халькопирит, гюбнерит, вольфрамит, касситерит, сфалерит, топаз, флюорит, родохрозит. Попутно извлекаемый монацит является акцессорием докембрийских пород. Типоморфные текстуры руд — прожилковые, структуры — метазернистые.

Гипогенная минерализация представлена кварц-молибденитовой, кварц-халькопирит-пиритовой и кварц-серицитовой минеральными ассоциациями, сформировавшимися в три стадии.

Кварц-молибденитовая ассоциация слагает прожилки мощностью 5 мм в промежуточной рудоносной зоне. Часто включает ортоклаз, редко пирит.

Кварц-халькопирит-пиритовая ассоциация слагает прожилки мощностью до 1 см, развитые во всех кольцевых зонах, но в основном приурочена к внешней зоне. В ассоциацию входят пирит, халькопирит, сфалерит, гюбнерит, вольфрамит, касситерит, кварц, топаз, флюорит.

Кварц-серицитовая ассоциация слагает прожилки, секущие все ранние агрегаты. Состав ассоциации: кварц, серицит, флюорит, родохрозит, немного молибденита, редко сфалерит и топаз. Прожилки позднего серицита присутствуют во всех зонах.

Горизонтальная зональность гипогенной минерализации от центра: окварцованная зона (мало mo) → py (2—3%), mo, cu → → py (3—6%), to, fl, hn, cs → на периферии жилы с gn, zn, ag. Вертикальная зональность снизу вверх: три цикла mo → py→ →hn. Горизонтальная зональность гидротермального изменения от центра: q → kf, q, b, fl → q, py, s → q, c (?), e (?); вертикальная зональность снизу вверх: q →kf → q, py, s.

Зона окисления в пределах Верхнего рудного тела развита в небольшой степени, но достигает 130 м в штокверке Сириско. Гипергенные минералы представлены гётитом, ярозитом, борнитом, халькозином. Продукты окисления молибденита недостаточно изучены. Основная масса окисленного молибдена находится в виде сульфатов или связана с гётитом; распространен ильземанит; ферримолибдит имеет второстепенное значение.

Генезис месторождения. Оруденение Клаймакса обнаруживает временную, пространственную и генетическую связь с риолит-порфировым штоком Клаймакс (абсолютный возраст 30 млн. лет). Интрузивная и гидротермальная деятельность имела циклический характер: четыре раза повторялись внедрения магмы риолитового состава с последующим сходным гидротермальным изменением и рудной минерализацией. Так сформировались три крупных рудных штокверка, обладающих почти одинаковым минеральным составом и зональностью.

Генетическая модель цикла следующая: магма внедрялась в верхние части земной коры, часто при этом образовывался надинтрузивный купол: породы кровли дробились, флюиды покидали камеру, давление понижалось, и рудообразующий процесс

повторялся вновь. Трещиноватость штокверков имеет локальный характер и возникла в результате становления интрузивов.

Каждая интрузивная фаза внедрялась несколько восточнее предыдущей; каждое последующее рудное тело меньше по размерам и располагается ближе к кровле массива. В ходе процесса наблюдается увеличение роли вольфрама, цинка, марганца, меди, свинца.

В цикле интенсивная калишпатизация предшествует рудоотложению; по-видимому, насыщение трещиноватых пород флюидами, обогащенными калием, сопровождало и завершало конечную стадию внедрения магмы.

Интенсивное окварцевание сопровождало отложение молибденита и продолжалось после него. Внутренняя зона окварцевания возникла вследствие замещения ранее калишпатизированных пород.

Широкое развитие калишпатизации свидетельствует о значительной глубине формирования месторождения. Температуры рудоотложения, по данным гомогенизации газово-жидких включений в кварц-молибденитовых прожилках, составляют 360—400° С (Roedder, 1971 г.).

Послерудные геологические явления заключались в блоковых перемещениях рудных тел и развитии зоны окисления, которая в основном была сформирована до ледниковой деятельности, начавшейся в плейстоцене. В настоящее время среднегодовые температуры в Клаймаксе ниже нуля.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕКСИКИ

На территории Мексики, в шт. Сонора, наибольшее промышленное значение имеют месторождения медно-порфировых руд, из которых добывается более 50% меди в стране.

Провинция Сонора — Синалоа является продолжением западной евгеосинклинали; она сложена метаморфическими породами палеозоя и четвертичными лавами. В нижнем мелу и палеогене внедрялись интрузии гранитоидов типа гранит-порфиров, с которыми ассоциируются крупные медно-молибденовые месторождения: Кананеа, Ла-Каридад, Пиларис и др. Оруденение приурочено к сбросам и к зонам тектонических нарушений северного и северо-восточного простираний. Серицитизация и аргиллизация — характерные околорудные изменения вмещающих пород.

Штокверковые рудные тела представляют собой зоны прожилково-вкрапленных руд трубообразной, цилиндрической и неправильной формы; штокверки имеют в плане размеры 80 × 360 м.

Главные минералы сульфидных руд — пирит и халькопирит; второстепенные — борнит, сфалерит, галенит; редкие — молибденит.

В рудном поле наблюдается зональность в распределении рудообразующих минералов от центра к периферии: кварц + молибденит → пирит + халькопирит + серицит + каолинит → борнит + + каолинит + серицит → сфалерит + галенит + кальцит.

Штокверковые месторождения разрабатываются карьерами. Во вкрапленных первичных сульфидных рудах среднее содержание меди 0,5—1%; молибдена 0,005%. В зоне вторичного сульфидного обогащения разрабатывались на отдельных участках руды со средним содержанием меди до 7%. На медно-молибденовых месторождениях развита зона окисленных медных руд протяженностью 70 м по вертикали.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНАДЫ

За последние десять лет на западе страны, в провинции Британская Колумбия, разведаны и переданы в эксплуатацию крупные месторождения медно-молибденовой формации. С 1970 по 1972 г. введены в действие горно-обогатительные комбинаты на медно-молибденовых месторождениях Бренда и Айленд-Коппер. Британская Колумбия превратилась в крупную молибденоносную провинцию мира (рис. 87).

Наиболее значительные собственно молибденовые штокверковые месторождения: Эндако, Алис-Арм, Босс-Маунтин и др. Запасы месторождения Эндако — около 500 млн. т руды при среднем содержании 0,09% молибдена. Крупные медно-молибденовые месторождения — Айленд-Коппер, Лорнекс, Бренда, Бетлехем. Запасы первого месторождения подсчитаны в количестве 250 млн. т руды, содержащей 0,52% меди и 0,0174% молибдена, второго — 260 млн. т руды с содержанием 0,43% меди и 0,014% молибдена. Собственно медные штокверковые месторождения с очень низким содержанием молибдена (0,007%): Гренисл, Вэлли-Коппер.

Территория Британской Колумбии к западу от Скалистых гор представляет собой эвгеосинклиналь, которая испытала складчатость, деформации, орогенез во второй половине мезозоя, при превращении в крупную геоантиклиналь. Сложная геологическая история западной части включает невадийский и ларамийский орогенез.

В этот период внедрялись крупные массивы гранитоидов «батолитового» типа, с молодыми дериватами которых пространственно и во времени связано медно-молибденовое оруденение. Абсолютный возраст порфировых интрузий и ассоциированного с ними оруденения 142—53 млн. лет (поздняя юра — эоцен).

В пределах Британской Колумбии выделены пять геотектонических поясов, вытянутых в меридиональном направлении, с характерной металлогенией. Медно-молибденовые штокверковые месторождения сосредоточены во Внутреннем геотектоническом поясе, где концентрируются в трех рудных районах: в западной части пояса, характеризующейся проявлениями четвертичного

вулканизма, развиты молибденовые месторождения; в центральной — медно-молибденовые, на востоке — медные.

Металлогения Внутреннего пояса представлена тесной ассоциацией меди, молибдена и вольфрама; вольфрам обычно присут-

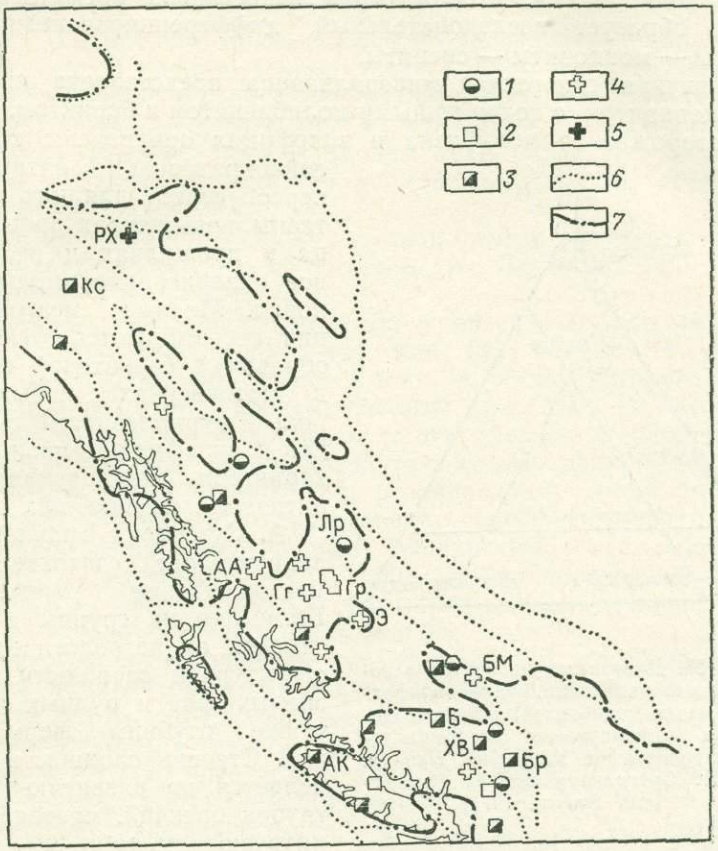


Рис. 87. Распределение штокверковых месторождений во внутреннем поясе Британской Колумбии, Канада. По *А. Сутерленду Брауну* (Sutherland Brown, 1971)

1 — медные штокверковые месторождения, связанные с сиенитами (Лр — Лорнекс); *2* — медные штокверковые месторождения, связанные с кварцевыми монцонитами; *3* — медно-молибденовые штокверковые месторождения (Бр—Бренда, АК—Айленд—Коппер, Б—Бетлехем, Кс—Касино, ХВ—Хайленд—Вэлли); *4* — *молибденовые штокверковые месторождения* (АА—Алис — Арм, Гг — Грейсер — Галч, Гр — Гренисл, Э — Эндако, БМ — Босс — Маунтин); *5* — вольфрамовые штокверковые месторождения (РХ — Потейтоу — Хиллз); *6* — границы тектонических поясов; *7* — границы рудных районов

ствует в этих порфировых месторождениях, в Юконе его роль возрастает: например, месторождение Касино содержит заметное количество вольфрама, а Потейтоу-Хиллз представляет собой вольфрамитовый штокверк (рис. 88).

А. Сутерленд Браун (1969) выделяет две серии интрузий, с которыми генетически связано оруденение. Наиболее распространенная серия представлена насыщенными кремнеземом породами — кварцевыми монцонитами, реже кварцевыми диоритами, гранитами, гранодиоритами; вторая серия недосыщена кремнеземом и обычно образует последовательный дифференцированный ряд: диориты — монциониты — сиениты.

Первичная гипогенная минерализация представлена пиритом и халькопиритом, с подчиненными молибденитом и борнитом.

Месторождения молибдена и вольфрама приурочены к более лейкократовым интрузивам первой серии; для них характерны повышенная роль кварца в прожилках и интенсивное окварцевание вмещающих пород. Медные месторождения ассоциируются главным образом с сиенитовой серией; в штокверках повышается роль вкрапленности сульфидов и сульфидных прожилков, характерна интенсивная серицитизация вмещающих пород.

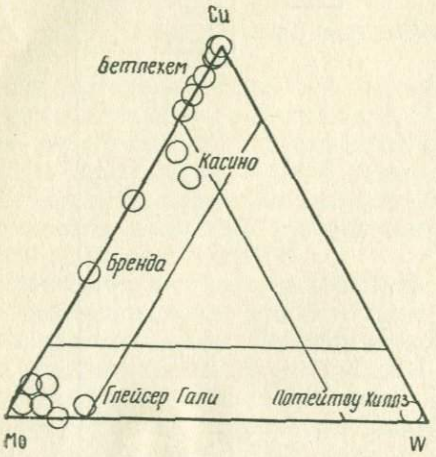


Рис. 88. Диаграмма процентного содержания молибдена, меди и вольфрама в медно-молибденовых и молибденовых штокверковых месторождениях Британской Колумбии, Канада. По *А. Сутерленду Брауну* (Sutherland Brown, 1971)

А. Сутерленд Браун (1969) подразделяет штокверковые месторождения Британской Колумбии на группы в зависимости от петрологической и структурной сложности интрузивных фаз и рудных тел, а также глубины формирования. Степень сложности определяется по развитию даек, трубок брекчий, многократных интрузий (см. табл. 22).

На медно-молибденовых месторождениях Внутреннего пояса промышленную ценность представляют только гипогенные руды; ввиду неблагоприятных климатических условий, ледниковой деятельности и глубокого эрозионного среза зона окисления обычно проявлена незначительно и супергенное обогащение отсутствует.

Для многих канадских месторождений характерны небольшой ореол гидротермального изменения и телескопирование узких зон отдельных фаций.

Главные месторождения Британской Колумбии — Бетлехем, Бренда, Лорнекс, Эндако — формировались на максимальной для этого типа глубине (вероятно, 3 км). Об этом свидетельствуют: локализация оруденения в среднезернистых магматических породах, широкое развитие калишпатизации при подчиненной роли

других метасоматических фаций, минеральные ассоциации руд. В штокверках увеличивается роль крупных жил, локализованных в трещинах скола (месторождение Эндако).

Месторождение Эндако

Эндако — крупное молибденовое штокверковое месторождение, расположено в Канаде, шт. Британская Колумбия. Является вторым по величине в капиталистическом мире (после Клаймакса). Месторождение открыто в 1927 г., разведано в 1962 г., разрабатывается карьером с 1964 г. Запасы руды на 1971 г. составляют 210 млн. т, среднее содержание молибдена 0,09%, бортовое содержание молибдена 0,048%.

Суточная добыча — 27 500 т руды с 0,096% молибдена. Описание Эндако составлено по работам А. Драммонд, Е. Кимура (Drummond, Kimura, 1969 г.).

Месторождение Эндако залегает в массиве кварцевых монцонитов (абсолютный возраст 141 млн. лет) — наиболее древней фазе гранитоидного комплекса Топли, в состав которого входят также граниты, гранодиориты, диориты (рис. 89). На месторождении широко развиты дорудные дайки аплитов и монцонит-порфиров и пострудные дайки базальтов. Эндако приурочено к тектоническому блоку монцонитов, ограниченному тремя крупными разломами. Рудное тело представляет собой штокверк овально-удлиненной формы, включающий субширотные кварц-молибденитовые жилы. Размеры в плане 3500 × 380 м. Прослежено пологое склонение к северо-западу: в этом направлении граница оруденения на глубину меняется от 30 до 300 м.

Структуры месторождения формировались в несколько этапов. В блоке монцонитов, ограниченном тремя крупными разломами, возникли три системы более мелкой трещиноватости. Вдоль наиболее ранней системы трещин северо-северо-восточного простирания локализованы дорудные дайки аплитов и монцонит-порфиров. Во второй период деформаций образовались многочисленные широтные трещины скалывания и слабо проявленная система вертикальных трещин северо-западного простирания. В период рудоотложения приоткрывались все три системы трещин, но основное значение для локализации оруденения имели субширотные трещины. Рудные жилы обычно окружены зоной прожилковых руд; мощность жил 25 см — 1,25 м, протяженность по простиранию до 700 м. Расстояние между прожилками от 5 см до 1—2 м.

Вмещающие оруденение монцониты интенсивно пиритизированы, каолинизированы; вдоль зальбандов жил ярко проявлены биотитизация, калишпатизация, серицитизация, окварцевание, причем последние два процесса накладываются на первые. Характерны два вида зальбандов: биотит-калишпатовые и кварц-гирит-серицитовые. Зона каолинизации монцонитов продолжается на значительное расстояние (до 600 м) за пределы рудного тела.

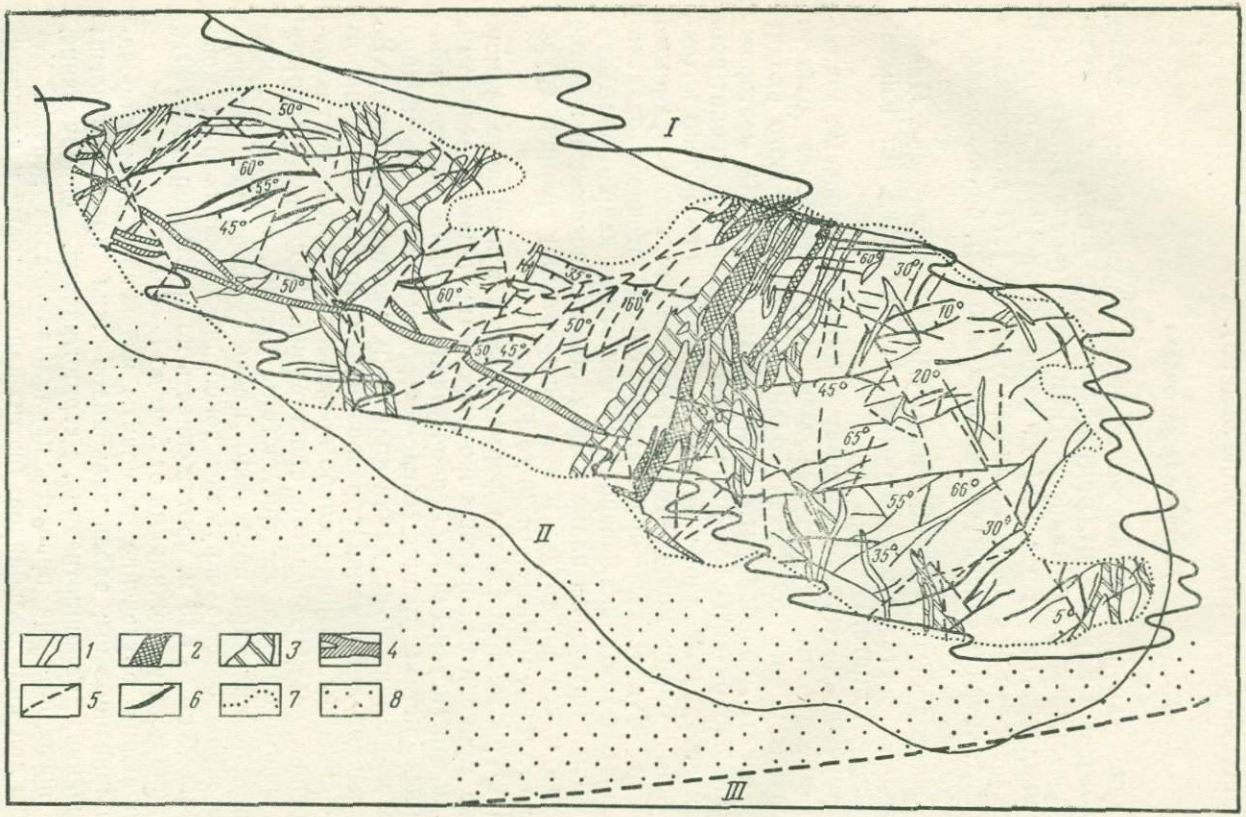


Рис. 89. Геологический план рудного тела Эндако. По *Dawsong, Kimura* (1972)

1—4 — дайки: аплитов (*1*), гранит-порфиров (2), кварц-полевошпатовых порфиров (*3*), базальта (*4*); *5* — тектонические контакты; *6* — кварц-молибденитовые жилы; *7* — граница четвертичных отложений; *8* — зона пиритизированных кварцевых монцонитов *I* — граница рудного тела; *II* — контур карьера; *III* — Южный ограничивающий разлом

На юге, вдоль висячего бока рудного тела развита зона пиритизации, содержащая мелкие редкие кварц-пиритовые прожилки, с небольшим количеством магнетита и редким молибденитом.

Главные гипогенные рудные минералы (расположены в порядке убывания содержания): магнетит, пирит, молибденит, халькопирит. Незначительно развиты борнит, висмутин, шеелит, гематит, берилл. Жильные минералы: кварц, кальцит, халцедон. Текстура прожилков и жил вкрапленная и тонкополосчатая: наблюдается чередование полос кварца и мономинеральных молибденитовых полосок (мощность их 0,5—7 мм). Характерны милонитизация и дробление жил и прожилков.

На месторождении выделены шесть стадий минералообразования. В первые четыре стадии отлагались кварц, магнетит, пирит, молибденит, халькопирит; в последние — кварц, пирит, спекулярит, кальцит, халцедон. Три главных типа околорудных измененных пород (калишпатизация, серицитизация, каолинизация) развивались последовательно в первые три главные рудоносные стадии.

Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра): mt → py (0,5—1%) + mt + mo → mo + cu + py (менее 0,15%) → spec + py + ca, на периферии жилы с zn, gn, ag. Зональность гидротермального изменения (от лежачего бока рудного тела к висячему): q + kl + b → q + s + py + kaol → → kaol + q + c → kaol (мало) + q + ca.

На месторождении развита маломощная (30 см — 2 м) зона окисления.

Главные гипергенные минералы: ферримолибдит и гётит; незначительно развиты гематит, малахит, пиролюзит, повеллит.

Генезис месторождения. А. Сутерленд Браун (1969) относит Эндако к группе «плутоногенных» порфировых месторождений, для которых характерна максимальная глубина формирования. Об этом свидетельствуют: залегание в среднезернистых кварцевых монцонитах батолита Топли; отсутствие эксплозивных брекчий; сравнительно небольшие телескопированные ореолы гидротермального изменения и низкие содержания пирита, серицита; широкое развитие рудных жил в трещинах скалывания и окаймляющих их прожилковых зон.

Установлена пространственная и парагенетическая связь молибденового оруденения с интрузивом, обогащенным SiO_2 и K.

Температуры минералообразования определяются по результатам гомогенизации газово-жидких включений в кварце: первая стадия 500° C, вторая — 480° C, третья — 380—460° C (Dawson, Kimura, 1972).

Месторождение Бетлехем

Это очень крупное месторождение медно-порфировых руд с сопутствующим молибденом; находится оно на юго-западе Канады, в шт. Британская Колумбия. Запасы руды — около 100 млн. т;

содержание меди 0,6%, молибдена 0,026%. Месторождение разрабатывается.

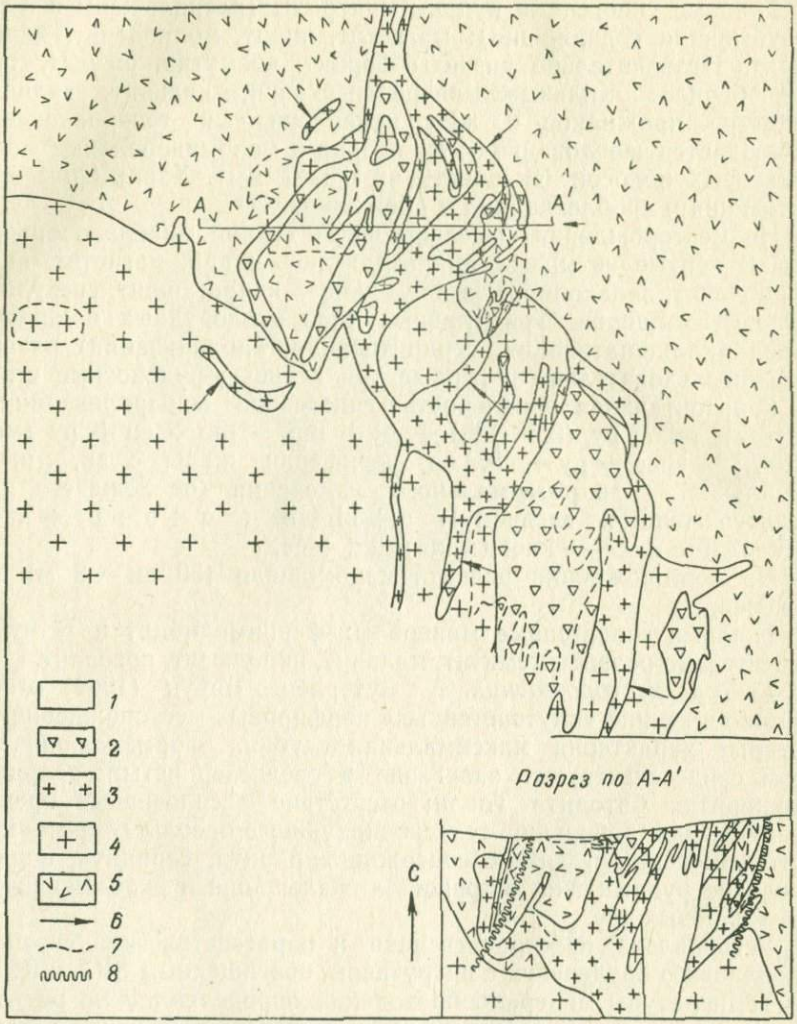


Рис. 90. Геологическая карта и разрез месторождения Бетлехем (Канада). По *А. Сутерленду Брауну* (Sutherland Brown, 1969)

1 — постбрекчиевые порфиры; *2* — брекчия; *3* — порфиры; *4* — ранний кварцевый диорит; *5* — древний кварцевый диорит; *6* — направление потоков порфиров; *7* — граница рудного тела; *8* — сброс

Геологическое строение охарактеризовано в работах А. Сутерленда Брауна (Sutherland Brown, 1969). Рудное поле расположено в двухфазовом диоритовом массиве (рис. 90). Размеры массива в плане 3600 × 1500 м. Первая фаза — кварцевые диориты

Гуихон, вторая фаза — гранодиориты Бетлехем. Диориты прорваны многочисленными неправильными телами дацитовых порфиров, с которыми парагенетически связано оруденение. Возраст интрузивного комплекса и оруденения 200 млн. лет. Развиты пострудные риолитовые порфиры. Внедрение дацитовых порфиров в зону контакта двух фаз кварцевых диоритов сопровождалось образованием мощных трубок брекчий. Локализация оруденения контролируется трубками брекчий и крупными тектоническими нарушениями. Рудные тела представлены штокверками, имеющими форму крутопадающих цилиндров с эллиптическим сечением; размеры в плане 600 × 900 м.

Вмещающие породы подверглись интенсивному калиевому метасоматозу — калишпатизации, серицитизации, которые на периферии сменяются аргиллизацией и пропилитизацией. Гидротермальное изменение прослеживается на расстояние до 300 м за пределами рудных тел.

Главные рудные минералы (расположены в порядке убывания содержания): халькопирит, пирит, борнит, молибденит. Халькопирит и борнит слагают прожилки в штокверке (обычно без кварца), а также рассеяны в цементе брекчий. Молибденит развит незначительно.

Рудное тело имеет выраженное концентрически-зональное строение. Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра к периферии): bn → cu → py → на периферии cu, ag, au. Горизонтальная зональность гидротермального изменения (от центра): q, kf, b → q, s → q, kaol, mont → q, c, e.

Месторождение Бренда

Крупное медно-порфировое месторождение Бренда с относительно высоким содержанием молибдена в рудах расположено на юго-западе Канады, в шт. Британская Колумбия. Запасы около 200 млн. т; содержание молибдена 0,049%, меди 0,182%. Разработка ведется открытым способом с 1969 г.

Геологическое строение месторождения охарактеризовано в работах А. Мензис (Menzies, 1969 г.). Месторождение залегает в штоке кварцевых монцонитов и гранитов, которые прорваны пострудными дайками аляскитов (рис. 91). Возраст интрузивного комплекса и оруденения 150—180 млн. лет. Оруденение связано парагенетически с интрузией кварцевых монцонитов.

Главные рудные минералы — халькопирит, пирит, борнит, молибденит. Рудная минерализация сосредоточена исключительно в изверженных породах и контролируется зонами крупных нарушений; развиты штокверки, включающие группы жил. Форма рудного тела в плане — удлиненная.

Вмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму. В центральной части рудного тела развит интенсивный калиевый метасоматоз (калишпатизация и серици-

тизация), сменяющийся к периферии аргиллизацией и пропилитизацией.

Рудное тело имеет выраженное концентрическое зональное строение. Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (от центра к периферии): bn → cu → py. Горизонтальная зональность гидротермального изменения (от центра): q, kf, b → q, s, py, kaol → kaol, q, c → kaol (мало), q, ca.

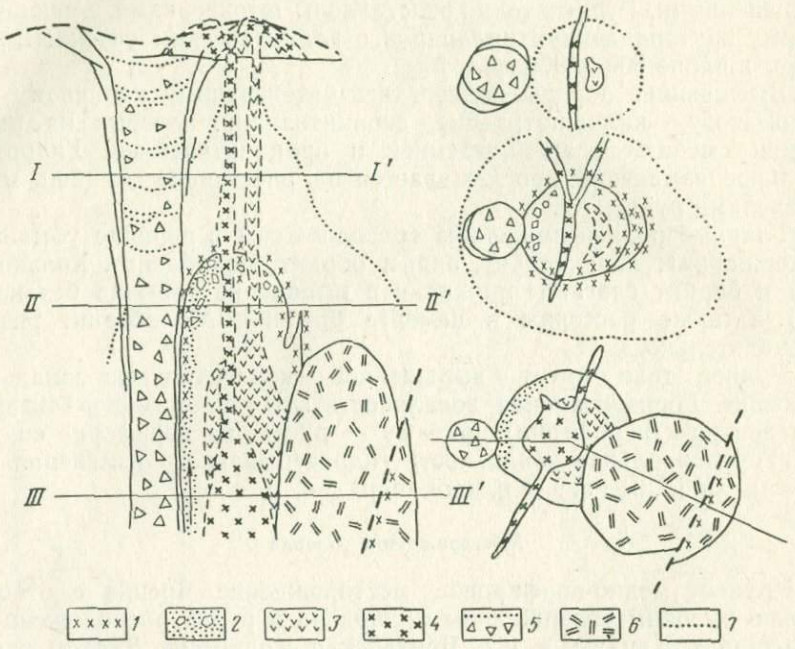


Рис. 91. Схема порфировой плутонической ассоциации на примере Бренды. По *А. Сутерленду Брауну* (Sutherland Brown, 1969)

1 — минерализованный штокверк; *2—4* — ранние фазы: *2* — дорудная фаза; *3* — фаза, одновременная с минерализацией (?); *4* — ранняя пострудная фаза; *5—6* поздние фазы; *5* — вулканические жерла; *6* — позднеинтрузивная фаза; *7* — границы биотитизации.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРУ И ЧИЛИ

Медный пояс Чили и Перу расположен в Главной Кордильере и протягивается в меридиональном направлении на 2100 км. Пояс Чили является крупным сегментом мезозойской Андской геосинклинали. Он сложен вулканогенными и осадочными отложениями триаса, юры, мела и третичного возраста; их мощность в Центральном Чили достигает 15 км.

В юре, мелу, эоцене происходило складкообразование и внедрение многофазного Андского батолита гранитоидов, в составе которого преобладают тоналиты и гранодиориты. Дальнейшее

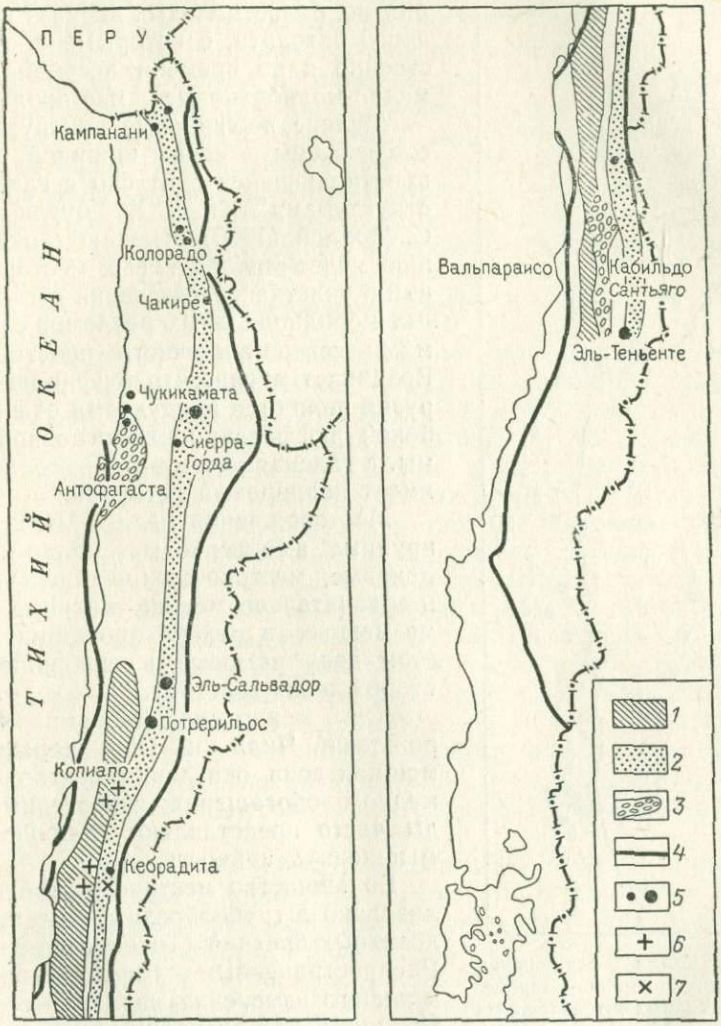


Рис. 92. Главные рудные месторождения Чили. По *Саламансу* (Salamance, 1964 г.)

1 — породы неокома; *2* — порфириты и брекчии; *3* — зона распространения медных месторождений типа манто; *4* — границы Медной металлогенической провинции; *5—7* — месторождения: медные (*5*), вольфрамовые (*6*), серебряные (*7*)

формирование геоантиклинали характеризуется отложением мощной толщи андезитовых порфиритов.

В эоцене происходит внедрение небольших тел порфировых интрузий диоритов, дацитов, латитов, вероятно, более молодых дериватов Андского батолита, с которыми пространственно и во времени ассоциированы медно-молибденовые месторождения.

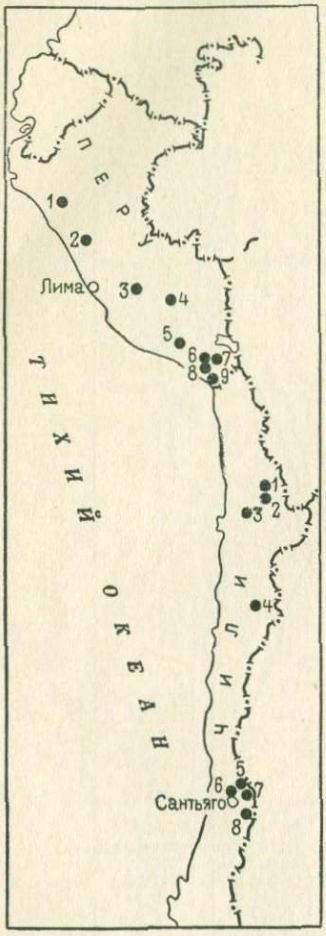


Рис. 93. Схема размещения главнейших медно-молибденовых и медных штокверковых месторождений Перу и Чили

Месторождения Перу: *1* — Мичкилья; *2* — Антамина; *3* — Кобриза; *4* — Катанга; *5* — Серро-Верде; *6* — Куахоне; *7* — Кельявеке; *8* — Токепала; *9* — Чапи.

Месторождения Чили: *1* — Чукикамата; *2* — Ла-Экзотика; *3* — Серра-Горда; *4* — Эль-Сальвадор; *5* — Рио-Бланко; *6* — Эль-Розарион; *7* — Диспутада; *8* — Эль-Теньенте или Браден

Мелкие порфировые интрузии сосредоточены в зоне шириной 15 км, простирающейся согласно с главными структурами Анд. Ф. Х. Хоуэлл и Дж. С. Моллой (1960) отмечают локализацию медно-молибденовых месторождений в участках пересечения региональных меридиональных разломов с разломами северо-восточного простирания. Возникает мнение, что порфировые интрузии являются продуктами очень глубокой дифференциации основной магмы, а главная часть меди и молибдена имеет подкоровый источник.

Месторождения меди в Чили — это крупные штокверковые медно-молибденовые, месторождения типа «манто» и сравнительно мелкие жильные. Кроме медных, в рудной провинции известны вольфрамовые и серебряные месторождения (рис. 92).

Для медно-молибденовых месторождений Чили и Перу характерна мощная зона окисления и вторичного медного обогащения; гипергенные руды часто представляют главную промышленную ценность.

Большинство месторождений локализовано в трубообразных телах эксплозивных брекчий (Токепала, Браден). Распространенным типом гидротермального изменения являются серицитизация и окварцевание при подчиненной роли других фаций. Все перечисленные особенности, а также минеральные парагенезисы с развитием энаргита (Чукикамата), ангидрита (Браден) свидетельствуют о сравнительно небольшой глубине формирования (1,5—3 км).

Месторождения Перу

По запасам меди Перу занимает третье место в Америке. Крупнейшие медно-молибденовые месторождения этой страны сосредоточены в высокогорной части Береговых Кордильер на высоте 3000—3450 м над уровнем моря, на западном склоне Анд. Такие месторождения выявлены в северной, центральной и южной частях страны (рис. 93) и являются продолжением металлогенической зоны, в которой сосредоточены медно-молибденовые месторождения Чили. На территории Перу известны десятки медно-молибденовых месторождений и сотни рудопроявлений штокверкового типа. К наиболее крупным относятся следующие месторождения: Мичикилья, Токепала, Куахоне, Кельявеке, Антамина, Кобриза.

Месторождение Токепала

Месторождение * расположено на юге страны, в 90 км восточнее г. Ило. Начало разработки (открытым способом) относится к 1960 г. Запасы руды определяются в 450—500 млн. т. Содержание меди в руде 0,97—1,0%, молибдена 0,02—0,18%. Минерализация распространена главным образом в интрузивных породах (70%) и меньше развита в доинтрузивных породах (30%).

В районе месторождения развиты риолиты, андезиты и диориты. Оруденение пространственно и генетически связано с малыми интрузиями дацитового порфира третичного возраста (палеоцен). В рудном поле развиты трубки брекчий и дайки дацитового порфира. Рудная минерализация приурочена и локализована к системе параллельных и пересекающихся тектонических зон в трубке брекчий. Рудное тело совпадает с трубкой. Гидротермальное изменение пород слабо проявлено и выражено процессами окварцевания, серицитизации (кварц + серицит + пирит), калишпатизации (калиевый полевой шпат, биотит, турмалин). Мощность ореола гидротермального изменения пород от границы рудного тела достигает 1000 м.

Главное рудное тело — штокверк овальной формы, удлиненный в северо-западном направлении. Размеры его в плане 1200×× 1500 м. Распространенные рудные минералы — пирит, халькопирит, борнит и молибденит, барит, сфалерит. Количество пирита и халькопирита 4—6%, а борнита и молибденита до 1%. Из нерудных минералов развиты: кварц, серицит, турмалин, монтмориллонит, биотит и на глубине ангидрит. На флангах рудных тел встречаются карбонаты, сфалерит и галенит. Зональность от центра проявляется в следующем виде: кварц + турмалин → молибденит + халькопирит + пирит + сфалерит + борнит → немного халькопирита, барита. Ореол пиритизации отсутствует. Из вторичных минералов в окисленных рудах развиты халькозин, брошантит, малахит и гётит.

* Richard and Courtright (1958).

Форма рудных минеральных агрегатов — главным образом вкрапленность, реже развиты прожилки и цемент брекчий. Типоморфные текстуры руд — вкрапленные, прожилковые, коррозионные, брекчиевые, трещиноватые, из структур развиты метазернистые, зернистые, катакластические и кристаллобластические.

На месторождении развита зона окисления глубиной 10—30 м, зона выщелачивания прослеживается на глубине от 15—30 м, кроме того, характерна зона халькозиновых руд. Первичное сульфидное оруденение прослежено до 750 м. Выделяются три типа руд: окисленные, смешанные, сульфидные.

Месторождение Куахоне

Месторождение * расположено в 27 км северо-западнее г. Токепалы, в гористой местности на высоте 3200 м над уровнем моря.

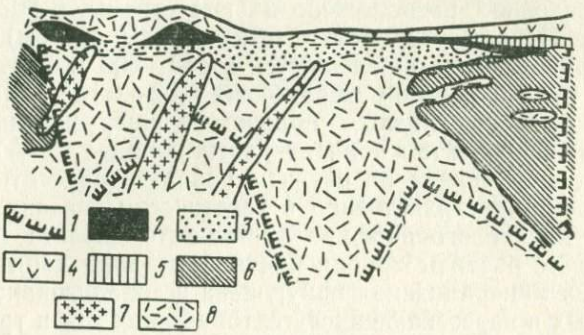


Рис. 94. Геологический разрез через центральную часть рудного тела Чунтакала. Месторождение Куахоне на юге Перу. По Лейси (Lacy, 1958)

1 — границы рудного тела; *2* — окисленная руда; *3* — халькозиновая руда зоны обогащения; *4* — постминерализационные вулканиты; *5* — риолитовый порфир; *6* — базальт; *7* — латитовый порфир; *8* — кварц-монцонитовый порфир

Месторождение передано в эксплуатацию в 1971 г. и разрабатывается карьером. Это самое крупное медно-молибденовое месторождение Перу. Запасы руды месторождения более 500 млн. т, при среднем содержании меди 0,98—1%, а молибдена 0,02%. Оруденение приурочено к штоку кварцевого монцонит-порфира (размеры 1980 × 1067 м) и развито в доинтрузивных метаморфизованных породах.

Главное рудное тело — Чунтакала — штокверк округлой формы с размерами в диаметре около 915 м (рис. 94). Развиты рудные брекчии. Форма рудных агрегатов — прожилки, вкрапленность и цемент в брекчии. Средняя мощность прожилков около 1,3 см.

* Lacy (1958).

Главные рудообразующие минералы — турмалин, кварц, серицит и халькопирит, в небольшом количестве присутствуют молибденит, борнит, энаргит, галенит и сфалерит. На глубине развит ангидрит. На месторождении прослежена зона окисления и вторичного сульфидного обогащения. Текстуры руд: вкрапленные, пятнистые и брекчиевые. Структуры: зернистые, метазернистые, катакластические. На месторождении развиты три типа руд: окисленные, смешанные и сульфидные.

Месторождение Кельявеке

Это месторождение прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд расположено в 16 км северо-восточнее месторождения Токепала (см. рис. 66). С 1972 г. разрабатывается открытым способом. Запасы руды определены в 200 млн. т со средним содержанием меди 0,9—1,0%, а молибдена 0,02%. Прожилково-вкрапленное оруденение развито в зоне дробления (протяженность до 3 км), которая приурочена к контакту массива монцонитов с вмещающими известняками.

Месторождение Серро-Верде

Находится в южной части Перу, в 24 км юго-западнее г. Арекипы. Передано в эксплуатацию в 1971 г. Разрабатывается открытым и подземным способом. Это третье по величине медно-молибденовое месторождение после Куахоне и Токепала. Его запасы измеряются 174 млн. т, в том числе 25 млн. т окисленных руд и 150 млн. т сульфидных. Среднее содержание меди 1,0—1,76%, молибдена 0,2%.

Характерной особенностью месторождения является сильное изменение первичных сульфидных руд процессами выветривания. Глубина окисленной зоны достигает 180 м от поверхности. Главные рудные минералы окисленных руд — брошантит и другие сульфаты меди и железа, встречаются куприт, тенорит, самородная медь; вторичные минералы молибдена — ферримолибдит, редко повеллит и молибдит. В первичных сульфидных рудах главными минералами являются халькопирит и молибденит. Текстуры руд — вкрапленные, прожилковые, натечные и каркасные; структуры — зернистые, метазернистые, коллоидные и скрытокристаллические.

Месторождение Мичикилья

Месторождение находится в северной части страны, в 40 км северо-восточнее г. Кахамарка. Передано в эксплуатацию в 1970 г., разрабатывается карьером. Это одно из крупнейших медно-молибденовых месторождений мира, расположенное на высоте 3450 м над уровнем моря. Запасы руды 450—592 млн. т. Содержание меди в руде 0,72—0,75%, молибдена 0,02%. Промыш-

ленное значение имеют сульфидные медно-молибденовые руды, в которых главными рудными минералами являются халькопирит и молибденит.

Месторождения Чили

Главное минеральное богатство страны — медь и молибден. По запасам меди Чили занимает одно из первых мест в капиталистическом мире. В стране насчитывается свыше 450 месторождений и рудопроявлений, но основные запасы меди и молибдена заключены в нескольких крупных медно-молибденовых и медных штокверковых месторождениях: Чукикамата, Эль-Теньенте (Браден), Эль-Сальвадор, Ла-Диспутада, Ла-Экзотика, Рио-Бланко, Эль-Розарион, Серра-Горда (Aviles, 1964).

Месторождения медно-молибденовой формации располагаются в Береговом хребте (Береговая Кордильера) на высоте 2800—3300 м над уровнем моря.

Месторождение Чукикамата

Расположено месторождение на севере Чили, в предгорьях главного хребта Анд (пустыня Атакама), на высоте 2850 м над уровнем моря, в 150 км от Тихого океана. Уникальной особенностью месторождения является своеобразный, редкий набор гипергенных минералов, среди которых, вследствие засушливого климата, сохраняются сульфаты.

Разрабатывается с глубокой древности; промышленная разработка карьером ведется с 1923 г. Запасы руды около 500 млн. т, содержание меди в первичных рудах 1,2%, в зоне вторичного обогащения 1,7%; содержание молибдена 0,006%. Годовая выплавка меди 420 тыс. т, добыча MoS_2 — 2497 т.

Геологическое строение описано в работах В. Перри (Perry, 1952) и В. Лопеза (Lopez, 1939). Рудное поле залегает в Андском батолитовом массиве, который здесь представлен тремя интрузивными фазами. Они слагают узкие тела меридионального простирания: на западе развиты гранодиориты Фортуна, в центре — кварцевые монцонит-порфиры Чукикамата, на востоке — гранодиориты Елена (рис. 95).

Кварцевые монцониты сильно изменены и минерализованы, часто имеют с гранодиоритами тектонические контакты, поэтому возрастные соотношения между ними выяснить трудно; предположительно кварцевые монцониты более молодые. Гранодиориты Фортуна не изменены и отделены от монцонит-порфиров мощным Западным разломом. Рудная минерализация сосредоточена в монцонит-порфирах и гранодиоритах Елена.

Месторождение ограничено с запада и востока двумя крупными разломами, представленными мощными зонами скалывания; простирание их меняется от СВ 10 до СВ 76°. Между разломами расположена сложная система трещин растяжения, бóльшая часть

которых образует от разломов ответвления типа конского хвоста, направленные к северо-востоку. Заметно развита также система трещин растяжения северо-западного простирания.

Морфология оруденения. Рудный штокверк Чукикамата удлинен к северо-востоку; его размеры в плане 3200 × × 1090 м; на глубину разведан до 600 м. На верхних горизонтах прослежены многочисленные очень богатые неглубокие жилы, которые в настоящее время выработаны. Руды штокверка представлены прожилково-вкрапленным типом.

Вмещающие оруденение породы, главным образом монцонит-порфиры, интенсивно изменены. Широко развиты окварцевание и серицитизация, гораздо слабее — калишпатизация, аргиллизация, пропилитизация. Наиболее интенсивное изменение проявлено у западной границы порфиров; параллельно Западному разлому проходит широкая полоса серицитизации и окварцевания, которая к востоку сменяется зоной аргиллизированных порфиров (рис. 96). В приконтактовой части гранодиоритов Елена развита пропилитизация.

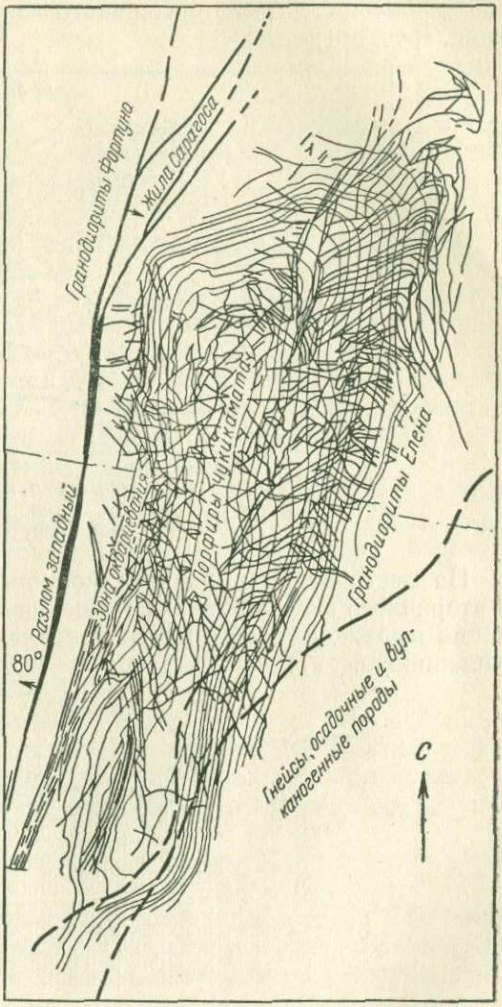


Рис. 95. Геологическая карта рудного поля месторождения Чукикамата, Чили. По *В. Д. Перри* (Реггу, 1952)

Минеральный состав и строение руды. Главные гипогенные минералы: кварц, пирит, энаргит (до 80%), халькопирит, борнит, молибденит (в порядке убывания содержания), менее развиты гипогенный халькозин, теннантит, тетраэдрит, спекулярит. Характерны прожилковые и вкрапленные текстуры, а также брекчиевые и трещиноватые.

Горизонтальная зональность гипогенной минерализации (к востоку от Западного разлома): en, py, cu, cc, bn, mo → en, cu, cc, py, bn, mo → en, cu, cc, bn, py → py, cu, zn, gn, spec. Горизонтальная зональность гидротермального изменения: q, kf, s → kaol, s → ce, ca, spec, hm.

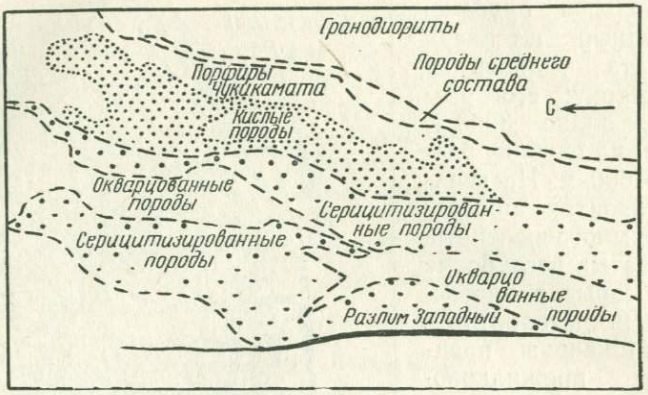


Рис. 96. Фации гидротермально измененных пород месторождения Чукикамата, Чили. *По В. М. Лепез* (Lopez, 1939)

На месторождении развита мощная зона окисления (до 100 м) и вторичного сульфидного обогащения (до 100 м). Зона выщелачивания выражена слабо. Широко проявлено вторичное окисное обогащение (рис. 97).

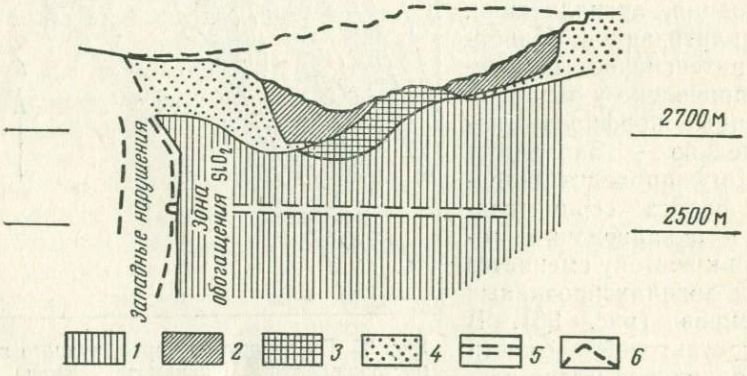


Рис. 97. Схематический разрез медно-порфирового месторождения Чукикамата, Чили. По *В. Зейлд* (Zeild, 1964)

1 — сульфидная руда; *2* — окисленная руда; *3* — смешанная руда; *4* — зона выщелачивания; *5* — дренажный тоннель; *6* — контур поверхности до разработки месторождения

В зоне окисления обнаружено множество редких, в том числе легко растворимых в воде минералов, которые сохраняются благодаря засушливому климату Атакамы. Это сульфаты железа (яро-

зит, копиапит), окислы и сульфаты меди: куприт, тенорит, лампадит, натрохальцит, купрокопиапит, салезит, бирюза, лейтонит, линдгенит, дженевиксит, оливенит, беллинджерит, атакамит и др.

Антлерит — главный рудный минерал в зоне окисления, слагает прожилки, корки, гнезда, налеты; сульфаты меди редко образуют псевдоморфозы по сульфидам, обычно развиты переотложенные агрегаты.

Главное тело окисленных руд, состоящее из антлерита, вероятно, образовалось в результате окисления вторичного халькозина.

По энаргиту возникают псевдоморфозы арсенатов меди, часто энаргит выщелачивается.

Для флангов рудных тел характерны куприт, самородная медь, атакамит, хризоколла, лампадит.

В зоне окисления происходят вторичные изменения: халькантит, кренкит и натрохальцит замещаются антлеритом, далее брошантитом и теноритом. Халькозин замещается антлеритом.

Сульфаты и гидроокислы железа имеют наибольшее развитие. Гётит образует псевдоморфозы по молибдениту. Пирит замещается ярозитом, далее копиаптитом. Гипергенные минералы молибдена — ферримолибдит, вульфенит, линдгренит.

В зоне окисления широко развит гипергенный каолинит, а вблизи поверхности гипс, эпсомит, мирабилит, бледит, реже галит.

Вторичные сульфидные руды сложены халькозином, в некоторой части ковеллином.

Генезис месторождения. Большинство исследователей предполагают генетическую связь месторождения с магматическим очагом Андского батолита. Основным рудоподводящим каналом служил Западный разлом.

Месторождение формировалось на сравнительно небольшой глубине, что подтверждается такими фактами, как залегание в порфировых породах, широкое развитие серицитизации и окварцевания при слабо проявленной калишпатизации, повышенная роль энаргита в рудах.

Существует мнение о локализации штокверка в крупной трубке эксплозивных брекчий.

Интенсивная серицитизация и пиритизация пород, пронизанных трещинами и прожилками, способствовали развитию мощной зоны окисления и вторичного обогащения, аналогично месторождениям Северной Америки.

Месторождение Эль-Теньенте (Браден)

Расположено в центральной части Чили, в 72 км к юго-востоку от г. Сантьяго. Это одно из самых крупных промышленных месторождений страны. Нижний и верхний горизонты его находятся на высоте 2800—3700 м над уровнем моря. Начало разработки — 1906 г. Запасы руды оцениваются в 3260 млн. т, а меди в руде — 28,4 млн. т. Среднее содержание меди в руде 0,87—1,97%, но на

отдельных участках нередко превышает 4%, а молибдена 0,012—0,042%. В молибдените содержится рения 440 г/т. Добыча в среднем составляет 140 тыс. т меди в год. Производство молибденита в год — 1170 т.

Геология месторождения освещена в ряде работ*. Рудное поле месторождения в основном сложено эффузивными породами, преимущественно андезитового состава, которые прорваны последовательно внедрявшимися кварцевыми диоритами, дацитовыми порфирами, монцонитами, латитовыми порфирами и лампрофирами. Месторождение расположено в зоне сбросов и трещин северо-восточного и северо-западного простираний, пересекающих региональные тектонические структуры близмеридионального простирания. Согласно последним исследованиям Ф. Ховелла и Дж. Моллоя (1960), оруденелая зона окружает так называемую «трубку Браден». Тело трубки имеет форму перевернутого конуса, прослеженного на глубину до 1700 м, округлое в плане (диаметр у поверхности 1350 м), постепенно сужающееся книзу. Породы формации Браден сложены сильно уплотненным обломочным материалом эффузивных пород (андезитов, дацитов) и туфогенных разностей. Большинство обломков формации Браден образовалось из оруденелой породы, которая прежде занимала место трубки, но имеются также обломки роговиков и кремнистых сланцев, отсутствующих в рудном поле. По границам трубки обломки руды настолько многочисленны, что местами образуют промышленные концентрации. Окатанность хорошо выражена у обломков с поперечником, превышающим 1 мм, цементирующая масса состоит из более мелких угловатых обломков пород и минералов.

Весь этот материал большей частью не сортирован, но местами в нем обнаруживается несовершенная, а у поверхности в западной части трубки четкая слоистость, которая, по-видимому, является результатом некоторой сортировки обломочного материала по размеру.

Вокруг трубки Браден в виде полукольца развиты участки дотрубковой и послетрубковой брекчий. Ранняя дотрубковая брекчия мощностью 30—60 м образовалась в результате дробления блока пород, который прежде занимал место трубки Браден. Для этой брекчии характерен черный турмалин, который заместил первичный цемент и местами обломки. Округлые обломки дотрубковой брекчии обнаружены во многих местах среди пород формации Браден.

Послетрубковая брекчия образовалась на породах формации Браден. Она расположена по границе трубки, находясь внутри кольца дотрубковой брекчии. Контакт между брекчированными и небрекчированными породами формации Браден постепенный. Породы формации Браден прорваны латитовыми порфирами не-

---

* Howell and Molloy (1960).

скольких стадий. Они были нарушены более поздним брекчированием.

Гидротермальное изменение вмещающих пород выразилось в интенсивном развитии процессов калишпатизации, окварцевания, серицитизации, аргиллизации и пропилитизации. Ореол измененных пород в стороны от границы рудного тела имеет мощность до 1500 м. В периферической зоне развита пропилитизация пород (хлорит + магнетит + турмалин + эпидот + гематит + кальцит), во внутренней зоне — аргиллизация и серицитизация (каолинит + + кварц + серицит + биотит + ангидрит), в центральной зоне — окварцевание и калишпатизация (кварц + серицит + биотит + калишпат + ангидрит). Выражена зональность метасоматитов от центра к периферии в следующем виде: калишпатизация → окварцевание и серицитизация → аргиллизация → пропилитизация, а снизу вверх калишпатизация сменяется аргиллизацией.

Главное рудное тело представляет собой кольцеобразный штокверк мощностью до 600 м и длиной более 1500 м. Штокверк залегает по периферии трубки Браден. Минерализация развита в интрузивных (25%) и в доинтрузивных породах (75%). Штокверк разбит пострудными зонами дробления и брекчирования.

Минерализация развита также в породах трубки Браден. В центре трубообразного тела брекчий содержание меди измеряется 0,2—0,3% и возрастает с глубиной. На флангах рудного поля и на глубине развиты сульфидно-кварцевые жилы. Первичное оруденение разведано до глубины 700 м.

На месторождении выявлено более 50 рудообразующих минералов. Главные первичные минералы представлены турмалином, кварцем, пиритом, халькопиритом, энаргитом, борнитом, сфалеритом, молибденитом, гематитом, халькозином, теннантитом, галенитом, гюбнеритом, антимонитом и самородным серебром. Молибденит неравномерно рассеян по всему рудному телу. Обычно он скопляется по зальбандам прожилков кварца. Распространение главных рудных минералов намечается в таком виде: пирита > > халькопирита > борнита > молибденита > энаргита. В рудном поле прослеживается зональность (от центра к периферии) распространения минеральных ассоциаций: (cu + py + bn + mo) → → (py + cu) → (gn + zn + самородное ag); зональность снизу вверх намечается в следующем порядке: (mo + cu + bn) → (py + + cu + bn + mo) → (py + cu + mo + bn).

Из вторичных минералов в окисленных и халькозиновых рудах развиты азурит, малахит, куприт, самородная медь, ковеллин, халькозин и гётит. Из вторичных сульфидов халькозин значительно преобладает над ковеллином. На месторождении развиты три типа руд: окисленные, смешанные и сульфидные.

Форма минеральных агрегатов — прожилки, гнезда, вкрапленность, цемент и реликты. Преобладают прожилки и микропрожилки. В рудах типоморфными текстурами являются прожилковые, пятнистые, брекчиевые, коррозионные и каркасные, а из структур —

зернистые, метазернистые, кристаллобластические и катакластические.

История формирования месторождения Браден Ф. Ховеллом и Дж. Моллоем представлена следующим образом. После внедрения штока дацитовых порфиров, который занимал какую-то часть пространства, занятого теперь трубкой Браден, вмещающие его породы подверглись гидротермальному изменению с образованием серицита, каолинита, вторичного кварца, карбонатов, эпидота, магнетита. Измененные породы и шток дацитовых порфиров были интенсивно раздроблены и частично брекчированы, причиной этого был отток магмы из-под дацитового штока. Затем в блоке сильно раздробленных пород образовалось основное промышленное оруденение. В заключение произошел мощный тектонический толчок, который раздробил столб пород и создал дотрубковую брекчию.

Дальнейшая история месторождения — это образование трубки Браден, выполняющих ее пород, латитовых порфиров и наложенной на них рудной минерализации, не имеющей, однако, промышленного значения.

По мнению Ф. Ховелла и Дж. Моллоя (1960), ключом к разгадке природы образования трубки Браден является прерывистая интрузия латитовых порфиров, почти одновременная с периодом развития формации Браден. Предполагается, что трубка на глубине соединялась с каналом, по которому поднимался или опускался столб латитовой магмы. Породы внутри конусообразной трубки были интенсивно раздроблены в результате неоднократных толчков снизу, сопровождавших внедрение латитовых порфиров нескольких стадий и вызывавших неоднократные перемещения обломков пород внутри трубки вверх и вниз.

Таким образом, признавая близповерхностный характер месторождения Браден, Ф. Ховелл и Дж. Моллой основной причиной образования трубки брекчий считают пульсационные движения магмы в подводящем канале, что приводило к мощным точкам снизу, неоднократному раздроблению, деформации конуса вышележащих пород и периодическому оседанию раздробленных пород. Эти причины они считают главными в происхождении большинства известных трубок рудных брекчий и концентрических структур месторождений.

Взгляды Дж. Моллоя и Ф. Ховелла интересны, но вряд ли можно представить механизм образования трубок брекчий, учитывая их близповерхностный характер, без явлений, связанных с прорывом газов. При подъеме магмы к поверхности, вследствие уменьшения внешнего давления, из нее бурно выделялись газы, которые, прорываясь сквозь толщу пород по наиболее ослабленным зонам, вызывали раздробление пород. Из-за подтоков новых порций магмы, сопровождающихся тектоническими толчками, выделения газов были неоднократными. Обломки пород перемешивались и при неоднократных движениях подвергались сглаживанию. Пути, про-

ложенные газами, выделявшимися из магмы, были также путями следования гидротермальных растворов и местами локализации руд. Именно так представляют механизм образования рудной брекчии, залегающей в виде трубок.

На месторождении развиты зона окисления и цементации. Средняя мощность зоны окисления около 150 м, а в тектонических зонах она достигает 450 м. Глубина зоны вторичного обогащения достигает 500 м.

Месторождение Эль-Сальвадор

Это одно из крупнейших месторождений Чили было введено в эксплуатацию в 1959 г.; в этом же году прекратилась добыча руды на месторождении Потрерильос. Эль-Сальвадор расположен в 32 км к северу от г. Потрерильос, в горах на высоте 3300 м над уровнем моря. На месторождении добывается около 30 тыс. т руды в сутки. Концентраты с содержанием меди 40% отправляются в г. Потрерильос для переработки на медеплавильный завод, мощность которого составляет 100 тыс. т черновой меди в год. Производство молибденита составляет 1589 т в год.

Геологическое строение *. В районе развиты андезитовые лавы, агломераты и туфы мелового возраста. Вулканогенная свита смята в складки, разбита сбросами СВ и СЗ простирания и прорывается штоками и дайками риолитов, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров третичного возраста. Внедрение интрузий установлено в следующей последовательности: 1) кварцевые диориты; 2) гранодиорит-порфиры; 3) кварцевые порфиры. Все интрузивные породы минерализованы. Они сильно раздроблены с образованием брекчиевых зон.

Рудовмещающие породы под влиянием гидротерм окварцованы, аргиллизированы и пропилитизированы. Оруденелая зона прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 5 км при ширине 1,5 км. Минерализация в основном развита в измененных интрузивных породах третичного возраста (70%) и менее развита в доинтрузивных вулканогенно-осадочных породах (30%).

Рудный штокверк в плане имеет форму дуги, расположенной по периферии штока гранодиорит-порфиров. Рудное тело занимает площадь размером 915 × 1200 м и разведано на глубину около 600 м. Запасы руды в этом контуре более 500 млн. т. Бóльшая часть промышленных запасов руды находится в зоне вторичного обогащения.

В штокверковой зоне развиты кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы, прожилки и микропрожилки, а также вкрапленность сульфидов. Типоморфные текстуры руды — прожилковая и вкрапленная. Преобладающее распространение имеет первая.

---

* Swayne a. Trask (1960).

В руде главные рудные минералы по распространенности распределяются в таком порядке: пирит → халькопирит → борнит → → молибденит. Главный жильный минерал — кварц. Из второстепенных рудных минералов на периферии рудного штокверка встречаются галенит, сфалерит, аргентит и спекулярит. В штокверке установлена зональность в распределении рудных минералов. Зональность от центра к периферии: (халькопирит, борнит, молибденит) → (халькопирит, пирит) → пирит → спекулярит → (галенит, сфалерит, аргентит). Вертикальная зональность снизу вверх: (халькопирит, борнит, молибденит) → (халькопирит, пирит) → → пирит → спекулярит. В зоне вторичного сульфидного обогащения развиты гипергенный халькозин и ковеллин, а у ее верхней границы — куприт, тенорит и самородная медь. Халькозин резко преобладает над ковеллином. В сульфидных рудах среднее содержание меди 1,5%, а молибдена ~ 0,02%.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ (МНР)

В последние годы (1960—1973 гг.) в Монгольской Народной Республике открыт и разведан ряд штокверковых медно-молибденовых месторождений. Вся территория МНР перспективна для поисков подобных месторождений. В настоящее время в стране известно два крупных рудных района: Эрдэнтуин-Обо и Цаган-Субургинский. Рудное поле Эрдэнтуин-Обо расположено в северной части Северо-Монгольской металлогенической провинции. В этом районе в радиусе 25—60 км обнаружено более 10 рудопроявлений с медно-молибденовой минерализацией. Цаган-Субургинский рудный район находится в пределах Южно-Монгольской металлогенической провинции.

Ниже приводится описание двух наиболее изученных месторождений МНР.

Месторождение Эрдэнтуин-Обо разведуется с 1964 г. Оно расположено на севере МНР, в 185 км к юго-западу от г. Дархана и в 350 км от г. Улан-Батор, на левобережье р. Орхон. Ближайшая железнодорожная станция — Дархан, трансмонгольской железной дороги.

Минерализованная зона протяженностью в 14 км прилегает к крупному тектоническому нарушению северо-западного простирания. Рудная зона Эрдэнтуин-Обо приурочена к антиклинальной структуре с крутым северо-восточным падением и более пологим северо-западным падением пород.

Зона нарушения длиной в 16 км и шириной до 1,5 км проходит в апикальной части гранитоидного массива Эрдэнтуин-Обо верхнепалеозойского-раннемезозойского возраста. Возраст гранитоидов, вмещающих оруденение, считается верхнепермским. Интрузивный массив сложен гранодиоритами, сиенит-диоритами, сиенитами, гранитами и плагиогранитами. В рудном поле широко развиты да-

ечные породы: гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, гранит-порфиры, аплиты и сиенит-порфиры. Сильно трещиноватые вмещающие гранитоидные породы гидротермально изменены: окварцованы, серицитизированы и каолинизированы.

В пределах минерализованной зоны выявлено несколько рудных участков (рис. 98), из которых наиболее крупным является Северо-Западный. На этом участке оконтурен огромный штокверк, длиной 3000 м и шириной 1200 м. Максимальная глубина распространения оруденения более 500 м от поверхности. Промышленное

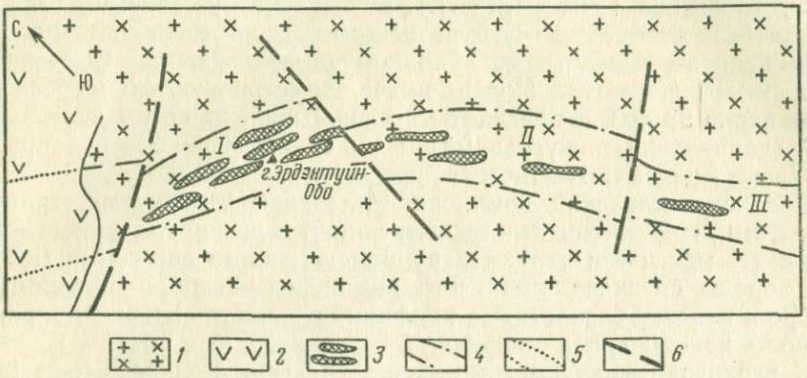


Рис. 98. Схема расположения участков с медно-молибденовой минерализацией в пределах рудного поля Эрдэнтуин-Обо, МНР

1 — гранитоиды интрузива сложного строения, в пределах которого преобладают гранодиориты; *2* — эффузивы; *3* — дайкообразные тела гранодиорит-порфиров; *4* — установленные контуры рудного поля; *5* — предполагаемое продолжение рудного поля; *6* — поперечные разломы

Рудные участки: *I* — Северо-Западный; *II* — Центральный; *III* — Юго-Восточный

оруденение концентрируется в среднезернистых биотитовых и роговообманково-биотитовых трещиноватых гранодиоритах и кварцевых диоритах селенгинского комплекса. Штокверк расположен на пересечении зон разломов.

Главные гипогенные рудообразующие минералы: пирит, халькопирит, молибденит, кварц, серицит, каолинит. Из гипергенных минералов развиты халькозин, ковеллин, борнит, малахит, гётит, гидрогётит, бирюза, брошантит, ферримолибдит и др. Текстуры руды вкрапленная, прожилковая и трещиноватая. Структуры метазернистые, зернистые, катакластические и кристаллобластические.

На месторождении прослежена зона окисления и выщелачивания до глубины 10—20 м с низким содержанием меди. Зона цементации, обогащенная вторичными сульфидами меди, распространяется по вертикали до 100—136 м. В халькозиновых рудах из этой зоны содержание меди 0,1—0,5—0,9—1,4%, молибдена 0,01—0,02%. Ниже зоны цементации развиты первичные сульфидные руды с низким содержанием металлов — меди 0,1—0,5%, молибдена до 0,01%.

На данном этапе изученности генезис месторождения, по сравнению с другими медно-молибденовыми месторождениями, можно отнести к среднетемпературному гидротермальному типу.

Месторождение Цаган-Субурга расположено в Южной Монголии, в полупустынной части Восточной Гоби. Открыто в 1964 г. и является первым из выявленных в МНР крупнейших месторождений этого типа.

Геологическое строение месторождения описано в работе Н. Ф. Вологдина (1970—1972 гг.). Месторождение залегает в приконтактовой части Цаган-Субургинского массива сиенит-диоритов и граносиенитов, перекрытого вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя и мезозоя. Массив имеет изометричную форму и площадь около 90 км^2. В пределах массива выделены среднепалеозойский (донижнекаменноугольный), верхнепалеозойский и предположительно юрский магматические комплексы.

Среднепалеозойский комплекс представлен диоритами, гранодиоритами, граносиенитами, сиенит-диоритами; они слагают основную часть массива и являются рудовмещающими породами. Даечные породы среднепалеозойского комплекса — габбро-порфириты, габбро и андезит-базальтовые порфириты — часто содержат вкрапленность халькопирита и пирита.

К верхнепалеозойскому комплексу отнесены мелкие штоки (до 0,03 км^2) и дайки мелкозернистых аплитовидных гранитов, гранит-подфиров и аплитов, прорывающие сиенит-диориты и редко нижнекаменноугольные отложения.

В экзоконтактах гранитов и гранит-порфиров наблюдается перекристаллизация и окварцевание вмещающих пород. Даечные породы комплекса — аплиты, сиенит-порфиры, альбитофиры, кератофиры — в основном сосредоточены на севере массива и образуют северный дайковый пояс шириной до 1,5 км, протяжением свыше 7 км. Большинство исследователей устанавливают парагенетическую связь медно-молибденового оруденения с верхнепалеозойским интрузивным комплексом.

Юрский (?) магматический комплекс в пределах Цаган-Субургинского рудного поля представлен дайками андезитовых, реже диабазовых порфиритов.

Рудное поле месторождения представляет собой горст-антиклинальную структуру, в ядре которой находится интрузивный массив. Выделены два структурных этажа: нижний представлен интрузивом и дислоцированными породами карбона, верхний — полого залегающими породами юры и мела.

Рудное тело находится в зоне крупного Баргобинского разлома, южная ветвь которого проходит через центр Цаган-Субургинского массива и отделяет его западную часть, в которой собственно локализовано оруденение. Широко развиты разрывные нарушения; они сопровождаются дайками, эксплозивными брекчиями и некками.

Субширотные разрывы распространены в северной и южной частях массива, к ним приурочены мощные (до 300 м) зоны дробления и милонитизации, участки интенсивной калишпатизации. К ним приурочены Северный и Южный дайковый пояса — серии даек габбро-порфиритов, сиенит-порфиров, кератофиров, андезитовых порфиритов, а также субвулканические тела сиенит-порфиров.

Наиболее широко и отчетливо развиты разрывы северо-восточного направления, которые являются рудоконтролирующими и рудовмещающими. Крупнейшее из них — Южное ответвление Баргобинского разлома, проходящее в центральной части Цаган-Субургинского массива, и нарушения в западном контакте массива с породами нижнего карбона. В связи с этими крупными разрывами возникли зоны оперяющей мелкой трещиноватости, к которым приурочены рудные штокверки и участки гидротермального изменения пород.

Северо-западные разрывы характеризуются зонами интенсивного дробления мощностью до 15—20 м и значительными (до 400 м) амплитудами вертикальных и горизонтальных перемещений. Эти разрывы ограничивают рудные штокверки; к ним часто приурочены некки и эксплозивные брекчии.

В пределах месторождения эксплозивные брекчии слагают три крупных тела, локализованных в контакте сиенит-диоритов с отложениями карбона и в участках пересечения разрывов северо-западного, субширотного направлений и зон трещиноватости северо-восточного простирания. Основная масса брекчий (80—90%) сложена обломками сиенит-диоритов, остальное — обломками андезитовых порфиритов, их туфов и сиенит-порфиров.

Дайки сиенит-порфиров верхнепалеозойского комплекса иногда секут тела эксплозивных брекчий, однако наличие в брекчиях обломков сиенит-порфиров позволяет говорить о близости образования во времени брекчий и этих даек.

В телах брекчий характерно присутствие апатита (до 400 г/т), отличающегося от интрузивного спецификой газово-жидких включений; также развиты циркон, рутил, анатаз, редко киноварь.

Морфология оруденения. Рудное поле месторождения Цаган-Субурга залегает в западной приконтактовой части одноименного массива и включает семь однотипных рудных участков на площади около 20 км^2.

Наиболее крупный и изученный рудный штокверк Сурвэн-Сухайт имеет удлиненную линзовидную форму. По простиранию (СВ 20°) он ограничен двумя разрывами северо-западного направления — Северным и Южным, а в центре рассечен на две части Центральным разломом. Западная граница определяется контактом интрузива с породами нижнего карбона, восточная — разведочным опробованием.

Ширина зоны промышленных руд в южной части 260—380 м, а севернее Центрального разлома резко уменьшается до 90 м. Протяженность оруденения на глубину оценивается в 600—700 м.

Оруденение локализовано главным образом в системе трещин северо-восточного простирания (10—50°), с падением на СЗ ∟ 50°; это определяет вытянутость штокверка в северо-восточном направлении.

Прожилки мощностью от долей до 15—20 см имеют кварц-пиритовый, кварц-пирит-халькопиритовый, кварц-молибденит-халькопиритовый и халькопирит-молибденитовый состав; распределены неравномерно. Иногда развиты жилы массивного халькопирита, с небольшим количеством борнита, сфалерита, галенита.

Рудовмещающие сиенит-диориты подверглись калишпатизации, окварцеванию, серицитизации.

Минералогия и строение руды. Гипогенные сульфидные руды представлены вкрапленными и прожилковыми типами; главные минералы — кварц, халькопирит, пирит, молибденит, редко встречаются борнит, магнетит, гематит, марказит, галенит, сфалерит, золото. Наиболее характерны прожилковые и вкрапленные текстуры, зернистые и метазернистые структуры.

Распределение промышленных медных руд характеризуется грибообразным контуром, погружающимся узкой частью под отложения карбона. Наиболее богатые руды приурочены к висячему боку штокверка, на контакте с породами нижнего карбона, которые служили экраном.

Молибденовое оруденение развито в тех же границах, что и медное, но молибденовая минерализация продолжается на глубину после затухания медной.

На месторождении отчетливо проявлены зоны окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения. Зона окисления развита на всей площади месторождения, мощность достигает 40 м, средняя — 14 м. Зона выщелачивания прослежена на отдельных участках, характеризующихся интенсивным дроблением и брекчированием; мощность до 12 м. Зона вторичного сульфидного обогащения проявлена слабо и выделяется по наличию вторичных сульфидов меди; мощность от 40 до 157 м.

Наиболее распространенные гипергенные минералы: малахит, гётит, борнит, халькозин; редко встречены азурит, хризоколла, окислы марганца, куприт, самородная медь, ковеллин, вульфенит и золото.

Генезис месторождения. Месторождение Цаган-Субург отнесено к группе субвулканических месторождений медно-молибденовой формации. Наиболее близким во времени к оруденению было внедрение субвулканических тел сиенит-порфиров и ортофиров верхнепалеозойского комплекса и формирование эксплозивных брекчий.

При образовании штокверка источником рудного вещества могли быть магматические очаги, питавшие субвулканические интрузивы, а также вмещающие породы, содержания меди и молибдена в которых превышают кларковые в десятки раз.

Месторождение формировалось на небольшой глубине, в усло-

виях обводненности пород. В качестве одного из факторов активизации и перераспределения компонентов могло выступать термоградиентное поле участка Сурвэн-Сухайт, где наиболее ярко проявлены процессы субвулканического магматизма.

Температура рудообразования, по данным исследования газово-жидких включений из кварц-сульфидных прожилков, составила 280—400° С.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ БОЛГАРИИ

Медно-молибденовые месторождения в Народной Республике Болгарии концентрируются в Среднегорской и Балканской металлогенических зонах. Большинство медных месторождений, и в том числе штокверковых, сосредоточено в Среднегорской зоне. Из медно-молибденовых месторождений промышленное значение имеет месторождение Медет.

В Балканской зоне медное оруденение пользуется подчиненным развитием, но в последние годы здесь выявлено промышленное медно-молибденовое штокверковое месторождение Елаците.

На долю штокверковых месторождений в стране приходится более 50% добычи меди.

Месторождение Медет

Медно-молибденовое штокверковое месторождение расположено в гористой местности на высоте 1517 м над уровнем моря, в верховьях р. Медет. Разрабатывается карьером. Успешно действует Медетский горно-обогатительный комбинат.

По данным Иовчева (1961) и Ушева (1964), оруденение распространено в апикальной части Медетского плутона (гипабиссального многофазного интрузива гранитоидов), на контакте с ним в древних герцинских гранитах, а также в докембрийских кристаллических сланцах.

Медетский интрузив верхнемелового возраста сформировался в три фазы из магмы, внедрявшейся вдоль региональных разломов близширотного и северо-западного простирания; в первую фазу образовались кварцевые габбро-диориты, во вторую фазу — кварцевые монцонит-диориты, в третью фазу — гранодиориты. В рудном поле развиты дайки разнообразного состава: спессартиты, гранодиорит-порфиры, монцонит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, аплиты и аплит-пегматиты.

Рудовмещающие породы — монциониты, диориты и гранодиориты — биотитизированы, серицитизированы, цеолитизированы, хлоритизированы и слабо окварцованы.

Штокверковая рудоносная зона приурочена к участкам сильно трещиноватых пород. Рудное тело имеет конусообразную форму.

Площадь эллиптического сечения в плане около 0,350 км². Скважинами штокверк прослежен по вертикали до глубины 450—500 м.

Минеральный состав вкрапленно-прожилковых руд простой. Из рудных минералов меди развиты следующие: халькопирит (в среднем 1%), редко борнит гипогенный и гипергенный, гипергенный халькозин, ковеллин и малахит. Молибденит образует редкую вкрапленность в жильном кварце и в породе. Очень редко встречаются сфалерит и галенит. Пирит представлен двумя генерациями. Его содержание в руде в среднем равно 4%. Встречаются изредка прожилки магнетита и спекулярита. Главный нерудный минерал — жильный кварц, редко развиты цеолиты, кальцит, арагонит, хлорит, эпидот. На месторождении выделяется более четырех стадий минерализации.

Комплексные руды весьма бедные, среднее содержание меди 0,2—0,3%, молибдена — 0,008—0,01%, золота — 1—2 г/т.

Месторождение Елаците

Рудоносная штокверковая зона этого месторождения прослеживается вдоль южного тектонического контакта палеозойского массива гранитоидов с вмещающими ороговикованными сланцами. В этом же участке локализована дайка гранодиорит-порфира, залегающая преимущественно в висячем боку штокверка.

Оруденение развито в основном в массиве гранодиорита, частью в ороговикованных сланцах, а в западном участке месторождения также дайке гранодиорит-порфира.

Отличительной особенностью месторождения является незначительное гидротермальное изменение вмещающих гранодиоритов, выражающееся в слабой хлоритизации цветных минералов, серицитизации и окварцевании плагиоклазов. Гранодиорит-порфиры изменены более интенсивно.

Протяжение штокверковой зоны составляет около 1 км, ширина ее 450—500 м. На глубину оруденение прослежено по вертикали до 500 м. Главные рудные минералы: халькопирит, пирит и молибденит. Из жильных минералов широко развит кварц. Среднее содержание меди в рудах составляет 0,438%, в них также установлены молибден, селен, золото. В рудах широко развиты прожилковые текстуры и редко вкрапленные.

ГЛАВНЕЙШИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРАНА

В Иране известен ряд медно-порфировых месторождений (Сар-Чехмех, Чахара Гондабан, Керман Мазра). За последнее время в стране произошли существенные изменения в запасах меди в результате детальной разведки медно-порфирового месторождения Сар-Чехмех. В этом месторождении запасы сульфидной руды, подсчитанные до глубины 150 м, составляют 325 млн. т. Содержание меди в сульфидной руде в среднем равно 1,2%, а молибдена

0,027%. Предполагается продолжение промышленных сульфидных руд до глубины 350—400 м. На месторождении развиты окисленные руды (25 млн. т), содержащие в среднем 2% меди.

ШТОКВЕРКОВЫЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРУГИХ СТРАН

В настоящее время медно-молибденовые штокверковые месторождения, кроме вышеописанных, известны в Западно-Американском поясе (см. рис. 2): на Аляске (Юкон), в Британской Колумбии (о. Ванкувер), в Панаме (Батиха и др.), Эквадоре (Чауча и др.) и в Аргентине (Фарельон Негро, Катамарка и др.). В Юго-Западном Тихоокеанском рудном поясе они открыты на многих островах: Бугенвиль (Пангуна и др.), Тайвань (Чемей и др.), Филиппины (Атлас и др.), Новая Гвинея, Австралия и на полуострове Камчатка. В Альпийском-Средиземноморском рудном поясе месторождения этого типа прослежены в Югославии (Майданпек и др.), в Румынии (Южный Банат и др.).

ГЛАВА IV

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Штокверковые медно-молибденовые, собственно молибденовые и собственно медные месторождения объединяются авторами в одну рудную формацию — медно-молибденовую.

Проблема генезиса месторождений медно-молибденовой рудной формации многократно обсуждалась в классической геологической литературе.

А. Бетман (1947 г.), В. Линдгрен (1928 г.) относят месторождения медно-порфировых руд США, Чили, Перу и других стран к гидротермальным, образовавшимся в процессе замещения в трещиноватых порфировых породах и в кристаллических сланцах.

По классификации Г. Шнейдерхена (1941 г., 1955 г.), медно-молибденовые месторождения представляют собой мезотермальные пирит-халькопиритовые импрегнации в силикатных породах (рассеянные медные руды). По И. Г. Магакьяну (1969 г.), медно-молибденовые прожилково-вкрапленные и вкрапленные, реже жильные и брекчиевидные руды относятся к среднетемпературному гидротермальному классу и парагенетически связаны с умеренно кислыми гипабиссальными гранитоидами средних этапов развития геосинклинальных складчатых зон. Такого же мнения о генезисе медно-молибденовых месторождений Армении придерживаются С. С. Мкртчян (1958 г.), С. А. Мовсесян (1941, 1953 г.).

Согласно Н. А. Хрущеву (1961 г.), для медно-молибденового оруденения Армении характерна кварц-молибденит-халькопирит-серицитовая формация; генетический тип медно-молибденовых месторождений Армении гидротермальный, среднетемпературный.

Р. Силлитоу (1972) объясняет генезис медных молибденовых штокверковых месторождений, используя новейшие идеи тектоники плит. Месторождения этого типа обычно группируются, образуя вытянутые пояса — Западно-Американский, Юго-Западный Тихоокеанский и Альпийский (см. рис. 2). Эти пояса приурочены к областям, подвергнутым интенсивным тектоническим деформациям, к бортам континентальных плит, под которые при сжатии поддвигаются океанические плиты (рис. 99, 100). В сейсмических зонах Бениоффа происходит расплавление вещества океанической коры, содержащего металлы (особенно медь), и образование магм, обогащенных кремнеземом, кальцием, щелочами и металлами.

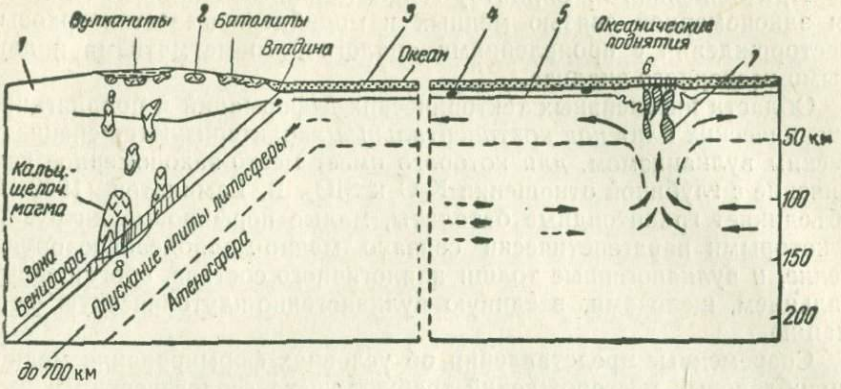


Рис. 99. Схема, объясняющая образование порфировых месторождений с позиций тектоники плит. По *Р. Силлитоу* (Sillitoe, 1972)

1 — старая континентальная кора; *2* — медно-порфировые месторождения; *3* — океанические осадки (слой 1 с обогащенным металлами горизонтом в их основании); *4* — концентрации меди в океанической коре; *5* — базальты и габбро (слои 2 и 3); *6* — металлоносные эксгаляции; *7* — базальтовая магма; *8* — частичное расплавление слоев 1, 2 и 3 и содержащихся в них металлов

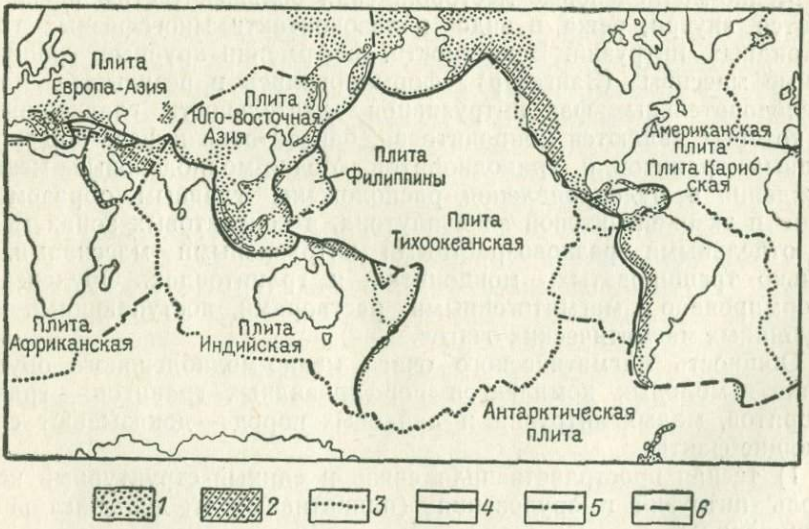


Рис. 100. Западный Американский, юго-западный Тихоокеанский и Альпийский порфировые пояса. Их отношение к мезозойско-кайнозойским орогеническим поясам и границам тектонических плит. По *Р. Силлитоу* (Sillitoe, 1972)

1 — продолженные (наращенные) границы плит; *2* — завершенные (консолидированные) границы плит; *3* — орогенические пояса мезозоя—кайнозоя; *4* — активные трансформационные сбросы; *5* — границы плит неопределенной природы; *6* — регионы порфировых, медных и молибденовых месторождений

Предложенная Р. Силлитоу генетическая модель подтверждается закономерной связью медных и молибденовых штокверковых месторождений с проявлениями аналогичного магматизма и данными изотопного анализа.

Области интенсивных тектонических деформаций и поддвигания океанических плит под континентальные характеризуются специфическим вулканизмом, для которого имеет место закономерное увеличение с глубиной отношения K_2O к SiO_2. В. Гамильтон (1969 г.) объединяет гранитоидные батолиты, малые порфировые интрузии, с которыми парагенетически связано медно-молибденовое оруденение, и вулканогенные толщи аналогичного состава, обогащенные кальцием, щелочами, в единую вулканогенно-плутоническую формацию.

Современные представления об условиях формирования медно-молибденовых месторождений требуют учета геологических и геолого-минералогических факторов, которые ниже рассматриваются в следующей последовательности: магматический, структурный, литологический и минералогический; источники рудообразующих элементов; физико-химические условия минералообразования.

Магматический фактор оруденения

Медно-молибденовые месторождения большей частью располагаются внутри, реже в эндо- и экзоконтакте многофазных гранитоидных интрузий. В частности, в Армении крупные гранитоидные массивы (Зангезур) сформировались в результате ряда последовательных фаз интрузивной деятельности, главнейшими из которых являются монцонитовая, банатитовая и фаза порфировидных гранитов и гранодиоритов. Медно-молибденовые месторождения и рудопроявления расположены главным образом в эндо- и экзоконтактовой зоне плутона, в контактовых зонах между отдельными разновозрастными интрузивными массивами, в сильно трещиноватых монцонитах и гранитоидах. Оруденение сформировано магматогенными растворами, поступающими из глубинных магматических очагов.

Общность магматического очага медно-молибденового оруденения и молодых комплексов порфировидных гранитов — гранодиоритов, малых интрузий и дайковых пород — доказывают следующие факты:

1) тесная пространственная связь и единый структурный контроль интрузий и оруденения (пликативные и дизъюнктивные нарушения);

2) близкая по времени связь малых интрузий, дайковых пород гранит-гранодиоритового состава и оруденения;

3) сходные минералого-геохимические особенности интрузивных пород третьей фазы и малых порфировых интрузий.

Минералого-геохимическое изучение интрузивных пород Мегринского комплекса Армении, проведенное Б. М. Меликсетяном

(1955—1961 тг.) и другими исследователями, позволило установить в породах третьей интрузивной фазы повышенное содержание меди и молибдена (2—3 кларка). В эндоконтактовой зоне массивов третьей интрузивной фазы породы обогащены SiO_2, K_2O, летучими CO_2, S, F, B, H_2O, а также Cu, Mo, Pb, As, Se, Te и другими металлогеническими элементами. По данным спектральных и химических анализов, во всех породообразующих и акцессорных минералах наиболее молодых гранитов и гранодиоритов обнаружена примесь меди и молибдена. Особенно высокое содержание меди и молибдена в биотите, сфене, ильмените и титаномагнетите (меди 0,1—0,3%, молибдена 0,03—0,05%).

В рудных полях медно-молибденовых месторождений развиты крупные дорудные дайки диорит-порфиритов, диабазовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и др. Мощные плитообразные тела плотных порфиров на некоторых месторождениях Армении (Каджаран, Дастакерт) представляли непроницаемую преграду для гидротермальных растворов и задерживали их в более трещиноватых вмещающих породах. Это указывает на отсутствие значительных тектонических подвижек между внедрением даек и оруденением, и, следовательно, на близкое их образование во времени.

Все приведенные факты свидетельствуют о генетической связи медно-молибденового оруденения с глубинным магматическим очагом гранитной магмы, породившим крупные плутоны, малые порфировые интрузии и рудоносные гидротермальные растворы.

Для гранитоидов, парагенетически ассоциирующихся с медно-молибденовым оруденением, характерна повышенная щелочность и высокая активность калия. Собственно молибденовые месторождения обычно приурочены к наиболее обогащенным кремнеземом и калием интрузивам. В. Т. Покалов (1972) отмечает тесную ассоциацию медно-молибденовой формации с многофазными плутонами гранитоидов неоднородного, «пестрого» состава, при формировании которых широко проявились процессы ассимиляции; обычно развиты три главные фазы: монцониты — граносиениты — порфировидные граниты, гранодиориты (Зангезурский, Алмалыкский плутоны и др.). Молибденовая формация тесно ассоциируется с плутонами биотит-роговообманковых гранитов (Жирекен, Клаймакс, Гендерсон). Зарубежные исследователи (Lowell, 1970; Clark, 1972) намечают следующую последовательность внедрения пород интрузивного комплекса: диорит → кварцевый монцонит → → кварцевый монцонит-порфир → гранит-порфир. Обычно все перечисленные породы содержат рудную минерализацию, в редких случаях (10%) минерализованы лишь самые молодые гранит-порфиры.

А. Сутерленд Браун (1969) для провинции Британская Колумбия, Канада выделяет две интрузивные серии, с которыми тесно ассоциируются месторождения меди и молибдена,— насыщенную кремнеземом (кварцевые монцониты, реже кварцевые диориты,

граниты, гранодиориты) и недосыщенную (диориты — монцониты — сиениты). Месторождения молибдена и вольфрама главным образом приурочены к лейкократовым интрузивам; медные месторождения чаще ассоциируются с сиенитовой серией.

Структурный фактор оруденения

Многофазные гранитоидные комплексы, с которыми парагенетически ассоциированы медно-молибденовые месторождения, приурочены к крупным геоантиклинальным поднятиям и длительно внедрялись в течение орогенной стадии развития геосинклиналей. Собственно молибденовые штокверковые месторождения, по В. Т. Покалову (1972), и материнские плутоны биотит-роговообманковых гранитов формировались в процессе активизации консолидированных участков — платформ и складчатых областей.

В главных рудных провинциях СССР внедрение крупных плутонов, комплекса малых порфировых интрузий и медно-молибденовая минерализация контролируются глубинными, длительно развивавшимися разломами северо-западного (300—345°) или меридионального, реже широтного простираний, протягивающимися на десятки километров. В Западном Американском поясе региональные разрывы контролируют внедрение штоков гранитоидов и ассоциированных с ними медно-молибденовых месторождений (Lowell, Guilbert, 1970). А. Сутерленд Браун (1970) отметил пространственную ассоциацию молибденовых штокверковых месторождений Канады с вулканическими центрами, что указывает на приуроченность их к глубинным разломам коры, проявившимся при формировании поперечных антиклиналей и крупных северо-восточных сбросов. После рудоотложения по разломам часто происходили пострудные смещения, которые затушевали их первоначальную природу.

Многофазное внедрение интрузивов, комагматичных даек, малых интрузивных тел вызвало повышенную трещиноватость вмещающих пород и более древних членов интрузивных комплексов. Формирование штокверковой трещиноватости обусловлено причинами локального (интрузивная сила внедрения) и регионального характера (тектоническая трещиноватость, оперяющая к крупным разломам); небольшое значение имеют контракционные трещины. Отечественные исследователи (Карамян, 1969 г.; Рахубенков, 1973 г. и др.) провели детальные структурные исследования штокверковых медно-молибденовых месторождений и доказали ведущую роль регионально-тектонического фактора в образовании штокверковой трещиноватости.

Контролирующее значение имеют тектонические зоны в экзоконтакте порфировидных гранодиоритов — гранитов, локализующихся в породах более ранних интрузий (монцонитов и граносиенитов). В некоторых районах оруденение сосредоточено в зонах дробления, расположенных в прикровельных участках интрузивных массивов.

В отдельных рудных месторождениях оруденение приурочено к системе оперяющих тектонических трещин северо-восточного, широтного и отчасти северо-западного простираний, а также к зонам трещиноватости вдоль зальбандов даек порфиров и ранних кварцевых жил, к зонам дробления внутри кварцевых жил.

В зарубежной литературе часто подчеркиваются пассивный характер внедрения интрузий и преобладающая роль локальной интрузивной силы при образовании штокверков, этим объясняются их округлые, овальные и кольцевые формы. Для собственно молибденовых штокверковых месторождений характерны более активное внедрение интрузий и проявление интрузивной силы, о чем свидетельствует образование кольцевых и радиальных даек, надкупольные деформации пород кровли (Клаймакс и др.).

Однако В. Рериг и Т. Хейдрикс (1972), используя тщательные замеры трещиноватости в медно-молибденовых месторождениях Аризоны, выявили закономерные системы тектонической трещиноватости, характерные для всех месторождений и, следовательно, имеющие регионально-тектоническое происхождение.

Внутри штокверков часто локализованы дайки поздних порфиров и ранние кварцевые жилы, выполняющие более крупные трещины. Породы вдоль зальбандов даек, служивших экранами, и хрупкие кварцевые жилы более интенсивно раздроблены и минерализованы. Во многих месторождениях Армении дайки порфиров обычно безрудные.

Таблица 22

Классификация медно-молибденовых месторождений Северной Америки (по А. Сутерленду Брауну, 1969)

Глубины формирования, км	Тип месторождений	Структурная особенность	Месторождения
1,5	Простые		Квеста (Mo) Алис-Арм (Mo)
	Усложненные	Трубки брекчий	Гренисл (Cu) Босс-Маунтин (Mo)
			Кананеа (Cu, Mo)
	Сложные	Многократные интрузии	Клаймакс (Mo) Юред-Гендерсон (Mo)
			Айленд-Коппер (Cu, Mo)
			Лорнекс (Cu, Mo)
			Бетлехем (Cu, Mo)
3	Плутоногенные		Эндако (Mo) Бренда (Cu, Mo)

Своеобразные структуры типа трубок брекчий наблюдаются в месторождениях Чили, Перу, Мексики, США, Канады, СССР — Эль-Теньенте, Токепала, Эль-Сальвадор, Кананеа, Богдад, Квеста, Рей, Санта-Рита, Босс-Маунтин, Алис-Арм, Жирекен и др. (табл. 22). Механизм формирования трубок широко обсуждается

зарубежными геологами, которые выделяют несколько наиболее вероятных способов образования трубообразных брекчиевых тел: взрывной, тектонический, под воздействием интрузивной силы, путем выщелачивания и замещения горных пород растворами.

Литологический фактор оруденения

Как известно, минеральный состав и структурно-текстурные особенности вмещающих пород играют важную роль в процессах гидротермального изменения последних и формирования оруденения.

Рудовмещающими породами медно-молибденовых месторождений Армении и большинства месторождений из других рудных провинций мира являются интенсивно раздробленные, метасоматически переработанные и перекристаллизованные интрузивные породы: кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты, банатиты, граносиениты, часто обладающие порфировой структурой, принадлежащие к единому рудоносному комплексу. Оруденение также установлено в дайках раздробленных аплитов, пегматитов, лампрофиров и в брекчированных ранних кварцевых жилах. В ряде случаев особенно благоприятную среду для локализации медно-молибденового оруденения представляли жилы раздробленного раннего кварца (Эндако, Каджаран, Сора), в которых в последующую стадию отлагались метасоматические прожилки и вкрапленность молибденита. В дайках плотных гранодиорит- и гранит-порфиров, диорит- и диабаз-порфиритов оруденение часто отсутствует; нередко плотные дайки служили экранами и способствовали концентрации оруденения вдоль их зальбандов.

В экзоконтактовых зонах оруденение локализовано в брекчированных вулканогенных породах, в кварц-биотитовых и кварц полевошпатовых роговиках (Дастакерт, Каджаран и др.) и очень редко в магнетит-гранатовых скарнах (Анкаван).

В состав кварцевых диоритов, монцонитов, гранодиоритов, граносиенитов входят одни и те же минералы, но в разных количествах. Интрузивные вмещающие породы Каджаранского рудного поля сложены калиевым полевым шпатом (ортоклазом, анортоклазом) — 1—30%, плагиоклазом (андезин, реже олигоклаз, еще реже — лабрадор) 30—65%, биотитом 1—10%, моноклинным пироксеном 0—35%, роговой обманкой 3—20%, кварцем 1—10%. Набор акцессорных минералов разнообразный: магнетит, титаномагнетит, ильменит, апатит, циркон, ортит, ксенотим, торит, уранинит, турмалин, топаз, флюорит, анатаз, рутил, шеелит, пирит, халькопирит и молибденит. Интрузивные породы нередко образуют друг с другом постепенные переходы (табл. 23).

Вмещающие интрузивные породы в различной степени изменены метасоматическими гидротермальными процессами.

Первичные структуры вмещающих интрузивных пород — средне-, гипидиоморфнозернистая и монцонитовая, порфировая, текстуры — массивная, реже пятнистая.

Таблица 23

Химический состав (вес. %) интрузивных пород, наиболее распространенных в рудных полях

Окислы	Гранодиориты	Кварцевые диориты	Монцониты	Граносиениты
SiO_2	53—65	63—65	45—58	62—65
Al_2O_3	14—20	15—17	16—20	15—19
Fe_2O_3 } FeO }	4—9	3—5	4—12	3—4
CaO } MgO }	4—12	4—6	9—12	6—8
Na_2O } K_2O }	2—6	5—7	6—8	7—8

В интрузивных породах широко развиты вторичные текстуры (брекчиевая, брекчиевидная, трещиноватая, пористая, сланцеватая, гнейсовидно-полосчатая и др.) и вторичные структуры — катакластические (дробления и др.) и кристаллобластические (гранобластическая и др.).

В экзоконтактовых зонах интрузивов оруденение распространено главным образом в эффузивных породах, их туфах и в роговиках, редко в скарнах. Плагиоклазовые порфириты и другие эффузивные породы имеют тонкозернистую основную массу и редкие, мелкие, макроскопически почти незаметные вкрапленники. На контакте с интрузивными массивами они сильно раздроблены, ороговикованы и изменены гидротермальными процессами — пропилитизированы, в меньшей степени окварцованы, серицитизированы).

Роговики представляют собой плотные мелкозернистые породы, сильно трещиноватые и гидротермально измененные — кварц-полевошпатовым агрегатом, содержащим зерна роговой обманки и чешуйки биотита.

На основе анализа фактического материала можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее минерализованными являются интрузивные породы сильно трещиноватые и гидротермально измененные — кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты, граносиениты и другие породы ранних интрузивных фаз рудоносного комплекса, часто обладающие порфировой структурой, иногда вулканогенные породы кровли и роговики. Жилы и прожилки раннего раздробленного кварца являлись ловушками для медно-молибденового оруденения. Жильные тела плотных непроницаемых даек порфировых пород второго этапа внедрения служили экранами.

2. В умеренно кислых гранитоидах избирательное метасоматическое замещение рудообразующими минералами наблюдалось для плагиоклазов, биотита, роговой обманки, магнетита и титаномагнетита. В последнюю очередь гидротермальному изменению подвергаются первичный кварц и калинатровый полевой шпат.

В процессе формирования оруденения молибденит избирательно замещает трещиноватый, ранний жильный кварц. Биотит, калиевый полевой шпат и серицит являются осадителями молибденита.

3. Трещиноватые, прожилковые и пористые текстуры гидротермально измененных вмещающих пород (особенно кварц-серицитовых) имели решающее значение для концентрации оруденения и последующего формирования зоны окисления по сравнению с влиянием первичного химико-минералогического состава пород.

Минералогический фактор оруденения

Гидротермальное изменение вмещающих пород. В медно-молибденовых месторождениях мира вмещающие породы с различной интенсивностью изменены гидротермальными процессами, охватывающими большие площади, распространяющиеся далеко за пределы рудных тел. Метасоматиты имеют характерный состав и закономерное распределение.

Наиболее часто во вмещающих породах развиты калишпатизация, аргиллизация, окварцевание, серицитизация, пропилитизация. Эти процессы являются синхронными и обусловлены прохождением волны высокотемпературных растворов, предшествующих оруденению. Вначале, в период максимальной активности щелочных растворов, формируются калишпатовые и биотитовые метасоматиты, которые, по мере снижения активности и температуры растворов, фациально сменяются кварц-серицитовыми, аргиллитовыми метасоматитами и хлоритовыми пропилитами на периферии. Кроме того, для медно-молибденовых месторождений Армении характерны пострудная площадная доломитизация и локальное огипсование, накладывающиеся на предрудные метасоматиты.

В процессе замещения изменялись текстуры и структуры вмещающих пород. Для метасоматитов характерны коррозионные текстуры (реликтовая, графическая и др.), унаследованные текстуры (вкрапленная, пятнистая и др.) и текстуры метакристаллического замещения (вкрапленная, прожилкообразная и др.); характерны метазернистые (аллотриоморфнозернистая и др.) и кристаллобластические структуры (гранобластическая и др.). При псевдоморфном замещении развиваются мелко-, тонкозернистые и скрытокристаллические структуры.

Гидротермальные растворы проникали в породы по системе тектонических трещин, которые многократно приоткрывались, а также по микротрещинам (границы зерен и мономинеральных выделений, плоскости спайности и двойникования в минералах и др.) и порам выщелачивания, поэтому метасоматиты в рудных полях имеют линейное и площадное распространение.

В сильно раздробленных зонах некоторых месторождений (Каджаран и др.), в каолинизированных и серицитизированных породах развиваются поздняя пострудная карбонатизация и огип-

сование, в результате чего образуются кварц-каолинит-гипс-карбонатные породы.

Гипогенная калишпатизация приурочена к центральным частям рудных полей месторождений. При дальнейшем гидротермальном изменении ортоклаз замещается серицитом, иногда доломитом. Вследствие интенсивного развития последующих фаций гидротермального изменения, в рудном поле образуются кварц-серицитовые и каолинитовые породы, реже встречаются участки окварцованных пород. Кварц-серицитовые породы и вторичные кварциты слагают небольшие линзы и полосы в каолинизированных породах.

Пропилитизация распространена в периферических участках медно-молибденовых месторождений. Гипогенная аргиллизация и пропилитизация происходили синхронно и были обусловлены длительной фильтрацией гидротермальных растворов, обогащенных углекислотой.

Сравнение химических анализов аргиллизированных и неизмененных пород показывает, что гидротермальные процессы сопровождались привносом SiO_2, K_2O, H_2O, S, CO_2 и выносом CaO, MgO, Na_2O (полный вынос для Na_2O). Сохранение калинатрового полевого шпата при каолинизации указывает на то, что растворы были насыщены калием. Железо частично выносится: значительная часть его концентрируется в пирите и халькопирите. Характерны довольно устойчивые содержания Al_2O_3 и TiO_2. В кварцевых и кварц-серицитовых породах накапливается SiO_2. Привнос SiO_2 и K_2O небольшой. В больших количествах привносились H_2O, S, CO_2.

Пропилитизированные породы, по сравнению с аргиллизированными породами, отличаются повышенным содержанием CaO, MgO, Na_2O. Гидротермальные растворы привносили H_2O, CO_2, S и переотлагали основания. Гидротермальные растворы, обусловившие каолинизацию, серицитизацию и окварцевание пород, имели кислый характер и были обогащены CO_2 и насыщены K.

Гидротермальное изменение пород процессами аргиллизации и пропилитизации предшествовало отложению продуктивных минеральных ассоциаций. В редких случаях наблюдаются узкие полоски околопрожилкового гидротермального изменения вдоль сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилков (например, каемки биотита и пирита мощностью 0,5—2 см; кварц-серицитовые полоски на контакте халькопиритовых прожилков и др.). Возможно, что сульфидно-кварцевые и сульфидные прожилки наложились на ранние полоски и каемки изменения или имело место одновременно отложение. Общая масса гидротермального изменения пород не зависит от количества сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилков. Последние встречаются в породах разной степени изменения.

Карбонатизация пород наблюдается в медно-молибденовых месторождениях Армении. Она развивалась главным образом в поздние стадии, после отложения сульфидов. Отложение карбонатов происходило из слабощелочных растворов с высоким

содержанием CO_2. Характерно широкое развитие железистого доломита, анкерита по трещинам в породах, в меньшей степени метасоматическим путем. В участках интенсивной доломитизации отмечаются вынос SiO_2, K_2O, повышение содержаний CaO, MgO. Огипсованные породы характеризуются обилием сульфатного аниона.

Минеральные парагенетические ассоциации и текстурно-структурные особенности медно-молибденового оруденения. В медно-молибденовых месторождениях наиболее распространенными рудными минералами являются пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, борнит, энаргит, теннантит, халькозин. Набор главных жильных минералов: кварц, серицит, ортоклаз, анортоклаз, биотит, каолинит, доломит, кальцит, ангидрит, гипс.

Для большинства месторождений намечается выдержанная последовательность отложения металлов, которая соответствует ряду: Fe — Mo — (Cu, Au, Bi, Fe, As) — (Zn, Pb, Au, Ag), что отражает последовательную смену главных рудных минералов: пирит, молибденит, халькопирит, самородное золото, медно-висмутовые минералы, энаргит, теннантит, сфалерит, галенит.

Характерной особенностью формирования штокверковых медно-молибденовых месторождений является многостадийность гидротермальной минерализации, обусловленная пульсирующим поступлением вещества из магматического очага.

В медно-молибденовых месторождениях развито до 10 и более главнейших парагенетических минеральных ассоциаций, отложившихся в несколько стадий минералообразования, например, в месторождениях Армении выделяются пиритовая, кварцевая, молибденитовая, молибденит-кварцевая, кварц-халькопиритовая, теннантит-энаргитовая, кварц-галенит-сфалеритовая, доломитовая (безрудная), доломит-халцедоновая (безрудная) и ангидрит-гипсовая (безрудная) ассоциации. Из них продуктивными минеральными ассоциациями являются молибденитовая, молибденит-кварцевая и кварц-халькопиритовая. Перечисленные ассоциации распространены с различной интенсивностью в отдельных рудных месторождениях.

Как видно из схемы последовательности минералообразования (см. рис. 69), одни и те же рудообразующие минералы присутствуют во многих парагенетических минеральных ассоциациях, но в различных соотношениях.

Для всех медно-молибденовых месторождений форма выделения рудных минералов — рассеянная вкрапленность, тонкие прожилки, редко цемент в брекчиях. Наиболее распространенная форма вкрапленная и прожилковая.

В сульфидных медно-молибденовых рудах развиты текстуры заполнения пустот (вкрапленная, пятнистая, прожилковая, пересечения, брекчиевая и др.) и особенно широко развиты текстуры метасоматического замещения (каемочная, реликтовая, графическая, вкрапленная, пятнистая, прожилкообразная и др.). В гидро-

термальных минеральных агрегатах наблюдаются метазернистые (преобладающие), зернистые, коррозионные, кристаллобластические и катакластические структуры, средне- и мелкозернистые.

Зональность оруденения. В медно-молибденовых месторождениях всех стран наблюдается первичная зональность. Она прослеживается как в плане по направлению от центральной к периферической части рудного месторождения, так и по вертикали — снизу вверх. Различают пульсационную зональность и зональность отложения.

В рудных полях и месторождениях отчетливо проявляется зональность трех типов:

1) в распределении главных металлов ($Fe \rightarrow Mo \rightarrow Cu \rightarrow Au \rightarrow \rightarrow Zn + Pb$);

2) в распределении главных рудных минералов (пирит → молибденит → халькопирит → пирит → энаргит → блеклая руда → золото → сфалерит → галенит);

3) в распределении главнейших парагенетических минеральных ассоциаций (пиритовая → кварцевая → молибденитовая → кварц-халькопиритовая → кварц-галенит-сфалеритовая).

Вертикальная зональность на многих месторождениях выражена повышенной концентрацией медного оруденения в верхних горизонтах, а молибденового — на средних и нижних горизонтах.

Благодаря многостадийному процессу оруденения и наложению разновременных ассоциаций, на нижних и средних горизонтах иногда наблюдается локальное развитие прожилков поздних минеральных ассоциаций (кварц-галенит-сфалеритовых и карбонатных).

Первичная зональность отчетливо выражена в рудных полях медно-молибденовых месторождений Армении, США, Канады, Перу и в других районах. При этом на разведанном вертикальном интервале в 500 м содержание халькопирита с глубиной уменьшается и в ряде случаев увеличивается содержание молибденита. На флангах рудных полей уже в эффузивно-осадочных породах кровли часто проявляется свинцово-цинковое оруденение.

Создается впечатление, что наблюдаемая зональность в пределах ряда рудных полей проявлена относительно к интрузивным массивам гранитоидов. Внутри этих массивов локализовано преимущественно молибденовое оруденение, которое по направлению к их апикальным частям переходит в медно-молибденовое, а последнее — в медное. По направлению к породам кровли как по восстанию, так и в горизонтальной плоскости медно-молибденовое и медное оруденение часто сменяется свинцово-цинковым. Некоторые исследователи, обратив внимание на упомянутую закономерность в размещении различных минеральных ассоциаций, пытались ее объяснить с позиций эволюционной гипотезы. В. Эммонса как эволюционная зональность, развивающуюся вокруг куполов батолитов.

Однако анализ всего материала по медно-молибденовым месторождениям Армении не объясняет наблюдаемую зональность гипотезой Эммонса. Геологические наблюдения и данные абсолютного возраста интрузивных пород месторождения Каджаран показывают, что монцониты, вмещающие медно-молибденовое оруденение, резко оторваны по времени становления от поздних интрузивных фаз и пород дайковой серии. Последние внедрились примерно через 20 млн. лет после монцонитов, когда те уже полностью затвердели, так как дайки интрузивных пород образуют на контакте с ними зоны закалки. Оруденение сформировалось еще позднее даек, и, следовательно, источниками его не могли быть монцониты. Таким источником, по-видимому, являлись магматические очаги, находившиеся на значительных глубинах.

Вместе с тем следует учитывать, что разрастание рудоносных разрывов, видимо, было вызвано блоковыми движениями древнего основания, подстилающего все породы, развитые в пределах рудных полей; эти движения происходили как вверх по восстанию, так и в направлении флангов разрывов.

По мере раскрывания последних, они последовательно заполнялись новыми порциями растворов разного состава, что и привело к появлению на глубоких горизонтах более ранних минеральных ассоциаций, сменяющихся вверх по восстанию и на флангах более поздними и близповерхностными парагенезисами. Поэтому наблюдаемая зональность в пределах рудных полей и целых рудоносных блоков находит объяснение в последовательном прерывистом поступлении новых порций рудоносных растворов разного состава на фоне разрастания разрывов вверх по восстанию и на их флангах, что хорошо согласуется с пульсационной гипотезой С. С. Смирнова (1937 г.).

Зональность отложения, прослеживаемая в рудном штокверке, обусловлена последовательным выделением рудообразующих минералов в зависимости от температуры, давления и состава гидротермальных растворов. Она ярко выражается в изменении количества и состава рудообразующих минералов определенной минеральной ассоциации по вертикали. Зональность отложения хорошо изучена в медно-молибденовых месторождениях Армении и наиболее отчетливо устанавливается в кварц-халькопиритовой, кварц-галенит-сфалеритовой, теннантит-энаргитовой ассоциациях. Для кварц-халькопиритовой ассоциации зональность отложения проявляются в том, что более поздние минералы — эмплектит, виттихенит, борнит, халькозин и самородное золото образуют срастания с халькопиритом на средних и верхних горизонтах рудного тела и не встречаются на нижних (Дастакерт). Для теннантит-энаргитовой ассоциации зональность отложения выражена несколько иначе: ранний минерал ассоциации — энаргит — распространен на средних горизонтах штокверка, а поздний минерал-теннантит — на нижних (Каджаран).

В процессе выветривания медно-молибденовых месторождений развивалась вторичная зональность. На многих месторождениях выделяются снизу вверх четыре зоны: первичных сульфидных руд, вторичного сульфидного обогащения, выщелачивания и окисления.

Детальные исследования минерального состава и строения руд и гидротермально измененных вмещающих пород позволяют высказать некоторые предположения о генетическом типе и физико-химических условиях образования медно-молибденовых месторождений.

1. Медно-молибденовые месторождения обладают большим сходством в минеральных парагенетических ассоциаций и фаций гидротермального изменения вмещающих пород.

2. Формирование медно-молибденовых месторождений происходило в несколько стадий минерализации. Для медно-молибденовых месторождений Армении установлена такая последовательность. В первую стадию минерализации отлагалась пиритовая минеральная ассоциация, во вторую — кварцевая и кварц-магнетитовая, в третью — молибденитовая и молибденит-кварцевая, в четвертую — кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая и теннантит-энаргитовая, в пятую — кварц-галенит-сфалеритовая, в шестую — доломитовая и доломит-халцедоновая, в седьмую — ангидрит-гипсовая. В некоторых месторождениях отдельные стадии минерализации отсутствуют или слабо проявлены.

Для концентрации промышленного медно-молибденового оруденения имели основное значение продуктивные минеральные ассоциации: молибденитовая, молибденит-кварцевая, кварц-халько-пиритовая и вторичных сульфидов меди, а в некоторых месторождениях (например, Чукикамата, Чили) и теннантит-энаргитовая. Стадии минерализации отделены друг от друга тектоническими перерывами.

Широко наблюдаются явления приоткрывания трещин и наложения ассоциаций друг на друга в тектонических зонах.

3. В рудных полях медно-молибденовых месторождений прослеживается вертикальная и горизонтальная пульсационная зональность, а также зональность отложения.

4. В рудных полях широко распространены следующие процессы гидротермального изменения вмещающих пород: калишпатизация, окварцевание, серицитизация, аргиллизация, пропилитизация, иногда карбонатизация и огипсование.

5. Текстуры и структуры руд и измененных вмещающих пород свидетельствуют о двух способах отложения рудообразующих минералов: при метасоматическом замещении породообразующих минералов и более ранних гидротермальных минералов и в процессе заполнения трещин и полостей в зонах дробления, которые многократно приоткрывались во время интрарудных деформаций и вновь заполнялись новыми минеральными агрегатами. Структурно-текстурный и парагенетический анализы показывают, что при формировании медно-молибденового оруденения чередовались во

времени процессы замещения и выполнения трещин. Пиритовая ассоциация первой стадии отлагалась при широком развитии метасоматоза, кварцевая ассоциация второй стадии — в процессе выполнения трещин и полостей и т. д. (см. рис. 84).

Вторичные текстуры и структуры руд (катакластические и кристаллобластические) свидетельствуют об интенсивном проявлении интрарудных и пострудных подвижек.

Об источнике рудообразующих элементов

По вопросу источника вещества гидротермальных месторождений у исследователей существуют различные гипотезы. Перечислим главнейшие из них.

1. Основным источником при процессах формирования медно-молибденовых месторождений являются гидротермальные растворы, поступающие с глубины из магматического очага (С. А. Мовсесян, 1953 г.; С. С. Мкртчян, 1958 г.; В. С. Домарев, 1958 г.; В. Н. Котляр, 1968 г. и др.).

2. Важнейшим источником вещества могут служить рассеянные во вмещающих породах рудные элементы. Мобилизация молибдена и меди происходила из гранитоидных пород в процессе их гидротермального изменения (С. Т. Бадалов, 1965 г., В. Л. Барсуков, 1971 г., Д. С. Коржинский и др.), когда минералы-концентраторы и минералы-носители замещаются новообразованными минералами, лишенными примеси рудных элементов.

3. Поступление металлов в материнские магмы и в гидротермальные растворы происходило при явлениях ассимиляции и гибридизма (Покалов, 1972). Во вмещающих гранитоидных интрузивных породах месторождений Каджаран, Агарак, Дастакерт (Армения) были встречены ксенолиты порфиритов и колчеданной руды (Исаенко, 1963 г.). Вулканические породы, содержащие повышенные количества меди и молибдена, и медные месторождения типа «манто» рассматриваются как возможный источник металлов медно-молибденовых месторождений Южной Америки. В процессе ассимиляции вулканогенно-осадочных пород кровли магматические расплавы обогащались Cu, S, CO_2, H_2O и другими компонентами.

Авторы склонны считать главным источником металлов глубинные магматические очаги.

Р. Силлитоу (1972) предлагает рассматривать источник рудного вещества с позиций тектоники плит. В областях сжатия, при подвигании океанических плит под континентальные, в зонах Бениоффа происходит переплавление вещества океанической коры, содержащего полезные металлы (особенно медь), частичное переплавление низов континентальной коры, и из этих расплавов, при участии верхней мантии, образуются гранитоидные магмы, обогащенные кремнеземом, кальцием, щелочами, медью, молибденом.

Для пирита из Квесты δS^{34} составляет — 0,4‰ для молибденита + 1,1‰, (Г. Филд, 1966 г.; А. Лолин, 1969 г.); и для других медно-молибденовых месторождений δS^{34} близко к метеоритному, что предполагает глубинный, вероятно, мантийный источник сульфидной серы. Анализ изотопов стронция свидетельствует о том, что материнские граниты не были образованы за счет вещества верхней части континентальной коры. П. Дамон и С. Мурбас (1965 г., 1967 г.) приводят следующие данные для ларамийских минерализованных гранитов юго-запада США: отношение Sr^{87}/Sr^{86} колеблется от 0,706 до 0,713; это отношение гораздо ниже, чем у докембрийских гранитов фундамента, для которых оно составляет 0,75—0,80. В то же время базальты, возможно мантийного генезиса, имеют Sr^{87}/Sr^{86} около 0,704.

Физико-химические условия минералообразования

Температура минералообразования. В последние годы в СССР и за рубежом интенсивно применяются минералотермические исследования медно-молибденового оруденения (А. П. Берзина, В. И. Сотников, 1972 г.; А. В. Пизнюр, 1968 г.; 1970 г.; И. Н. Говоров, 1968 г.; К. А. Карамян, 1972 г.). Большинство исследователей, выделяя начальный, высокотемпературный, пневматолито-гидротермальный периоды формирования калишпатовых метасоматитов (700—400° С) и ранних безрудных кварцевых жил (470—390°С), для основных продуктивных кварц-сульфидных ассоциаций отмечают среднетемпературные (400—200° С) гидротермальные условия отложения (Сорское месторождение, по А. П. Берзиной, В. И. Сотникову, 1972 г.).

Термометрические исследования, хорошо подтверждающие стадийность медно-молибденовых месторождений Армении, проведены в МГРИ А. В. Громовым и М. П. Исаенко (1969 г.). Методом гомогенизации первичных и первично-вторичных включений минералообразующих растворов и декрепитационным анализом были установлены агрегатное состояние растворов и их температурный режим.

Отложение кварцевых жил второй стадии происходило из пневматолито-гидротермальных растворов (450—400°С). Продуктивные кварц-сульфидные ассоциации формировались в гидротермальных среднетемпературных условиях: молибденитовая и кварц-молибденитовая ассоциации третьей стадии (320—280° С), кварц-халькопиритовая и теннантит-галенит-сфалеритовая ассоциация пятой стадии (230—190° С). Кварц-сульфидные и сульфидные ассоциации создают густую сеть прожилков штокверка и накладываются на раздробленные кварцевые жилы и метасоматиты. Пострудные ассоциации отлагались при низких температурах: халцедон-доломитовая (150—110° С) и ангидрит-гипсовая (100—80° С).

Глубина формирования месторождений. Вертикальный диапазон медно-молибденового оруденения достигает

1,0—2,0 км. Глубина образования месторождений, по-видимому, составляла до 1,0—2,0 км от поверхности (близповерхностные и гипабиссальные условия) (рис. 101, см. табл. 22), что подтверждается следующим:

а) пространственной и парагенетической связью оруденения с малыми интрузиями и дайками полевошпатовых порфиров, обладающими порфировыми и полнокристаллическими структурами;

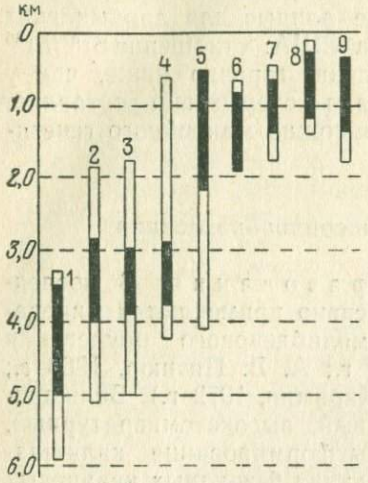


Рис. 101. Вертикальный интервал формирования гидротермальных месторождений Чаткало-Кураминских гор в Средней Азии. По *А. В. Малахову* и др. (1966 г.)

1 — кварц-молибден-вольфрам-висмут-мышьяковая формация; 2 — флюоритовая формация; 3 — кварц-молибден-вольфрамовая формация; 4 — скарново-железорудная формация; 5 — скарново-полиметаллическая формация; 6— медно-молибденовая формация; 7— кварц-барит-флюорит-свинцовая формация; 8 — кварц-барит-висмутовая формация; 9 — кварц-карбонат-свинцово-серебряная формация. Черное — интервал промышленного оруденения

б) зернистыми и метазернистыми структурами сульфидных медно-молибденовых руд;

в) широким развитием процессов гидратного метасоматоза во вмещающих породах, в том числе карбонатизации и огипсования;

г) образованием штокверков, многостадийностью оруденения и явлениями горизонтальной и вертикальной пульсационной зональности, которые наиболее ясно и четко проявляются в обстановке небольших глубин;

д) широким развитием тектонических брекчий и глинок трения. По мнению Ф. И. Вольфсона, Л. И. Лукина, А. В. Пэка (1960 г.), такие образования исчезают на глубине 2—3 км.

Химические свойства рудоносных растворов. Отложение медно-молибденовых руд происходило из гидротермальных растворов, которые прерывисто поступали в трещиноватые и пористые зоны. В постмагматический этап минерализации гидротермальными растворами привносилась большая группа металлов (Cu, Mo, W, Re, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Cd, In, Se, Pe, As, Sb, Ge, а также SiO_2, K, H_2O, CO_2, H_2S). По данным многих исследователей, отложение основных металлов из гидротермальных растворов происходит в следующем порядке: 1) молибден, 2) медь, 3) свинец + + цинк.

Гидротермальные изменения вмещающих пород обусловлены длительным воздействием растворов, насыщенных H_2S и CO_2. В процессе метасоматического изменения происходило перераспределение материала изменяемых пород — выщелачивание и замещение вновь образованными минералами. Основным источником

Fe, Ti, Ca, Mg, Na, и частично K при формировании рудообразующих минералов являлись рудовмещающие породы. Широкое участие в процессе изменения, особенно во внешних зонах, принимали вадозные воды.

Режим серы. Качественная оценка степени насыщения серой минеральных парагенезисов может быть получена с использованием величины отношения суммы металлов и серы. При расчете приняты средние количества минералов в ассоциациях на основе количественных минералогических подсчетов в шлифах. Наиболее высокая концентрация серы характерна для пирит-молибденитового парагенезиса и далее формирующихся пирит-молибденит-халькопиритового, пирит-халькопиритового, которые сменяются менее сернистыми парагенезисами: пирит-теннантит-халькопиритовым; пирит-энаргит-халькопиритовым, пирит-халькопирит-сфалеритовым, сфалерит-галенитовым, теллуридами, висмутидами, самородными металлами. Происходит понижение концентраций сульфидной серы в растворах основных рудных стадий к концу процесса рудоотложения и в общем ходе процесса.

Кислотность — щелочность растворов. Для приблизительной оценки режима кислотности — щелочности растворов использовано сопоставление величин «условных потенциалов ионизации», предложенных В. А. Жариковым (1967) в качестве общей кислотно-основной характеристики соединений.

В процессе предрудного гидротермального изменения высокая активность щелочей характерна для формирования высокотемпературных калишпатовых метасоматитов; далее, по мере снижения температуры, возрастает кислотность гидротермальных растворов (формируются кварц-серицитовые, аргиллитовые метасоматиты), при затухании волны гидротермальных растворов вновь возникают щелочные условия (пропилитовые ассоциации на флангах).

Сравнение условных потенциалов ионизации минеральных ассоциаций с последовательностью их выделения при рудообразовании свидетельствует об уменьшении кислотности растворов к концу каждой стадии и к концу процесса минералообразования.

В первую стадию минерализации, после раскрытия трещины были заполнены кварцем (наиболее кислые условия). Кварцевые парагенезисы отлагались в начале последующих стадий. Как полагает Н. В. Петровская (1959, 1965 гг.), условия высокой подвижности кремнезема вообще свойственны начальным периодам каждой циклически развивающейся стадии гидротермального процесса. Эти положения согласуются с представлениями, согласно которым для гидротермального процесса характерны несколько повторных волн кислотного выщелачивания, соответствующих различным стадиям формирования месторождения (П. Д. Григорчук, 1965 г., Н. В. Петровская, 1965 г.).

В течение каждой стадии, соответственно уменьшению кислотности растворов, уменьшалась степень концентрации анионов сульфидной серы в них. Эта закономерность объясняется возрастанием

влияния окислительных условий и переходом части сульфидной серы в сульфатную (Б. Н. Рыженко, 1966 г.).

Окислительно-восстановительные условия. О характере окислительно-восстановительных процессов можно судить на основании следующих фактов. Появление в рудах энаргита, гематита, ангидрита является признаком более окислительных условий. В энаргите проявлена высшая степень окисления мышьяка. Количество этих минералов возрастает вверх по восстанию рудных тел и по мере приближения к разломам.

В течение сульфидных стадий минерализации наблюдается изменение условий кристаллизации минералов от более окислительных (в начале стадии) к более восстановительным, а затем вновь к окислительным (в конце стадии). Ранние минералы — кварц, магнетит, гематит, пирит, молибденит, халькопирит, энаргит — отлагались в более окислительных условиях среды; поздние минералы — теннантит, галенит, борнит, халькозин и самородное золото — в более восстановительных условиях.

Для системы сульфидная — сульфатная сера Б. Н. Рыженко (1966 г.) рассчитаны константы диссоциации, из которых следует, что активности сульфат-иона в растворах обратно пропорциональны парциальному давлению водорода; поэтому в щелочных растворах процессы окисления сульфидного аниона до сульфатной формы проходят интенсивнее, чем в слабокислых. Такие условия, очевидно, имели место в конце сульфидных стадий.

Отложение агрегатов карбонатной, ангидрит-гипсовой ассоциаций происходило в более окислительных условиях, при растворении ювенильных компонентов (CO_2, H_2S) в вадозных водах.

Таким образом, к концу процесса минералообразования окислительный потенциал возрастает.

Молибден мог привноситься в виде сульфоаниона MoS^{2-}_4 в сульфидной среде, возможно, в виде растворимой соли K_2MoS_4 (Щербина В. В., 1962 г.); в кремнекислой среде молибден мог переносится в форме гетерополикремневых кислот типа $SiO_2 \cdot 12\,MoO_3 \cdot nNaO_2 \cdot H_2O$ (Н. И. Хитаров и др., 1940 г.). Об этом можно судить по экспериментам и химико-минеральному составу парагенетических минеральных ассоциаций (молибденитовой и молибденит-кварцевой).

Перенос меди, свинца и цинка осуществляется, по-видимому, в форме сернистых комплексов. При формировании теннантит-энаргитовой ассоциации гидротермальными растворами привносился в большом количестве мышьяк; в ранних сульфидных ассоциациях растворы вызывали мобилизацию меди и серы, производили метасоматическое замещение, реже переотложение, с развитием медно-мышьяковых, реже медно-сурьмяных минералов.

Таким образом, приведенный выше материал достаточно убедительно подтверждает среднетемпературный гидротермальный генезис штокверковых медно-молибденовых месторождений, предположительно с привносом металлов из глубинных магматических очагов.

ГЛАВА V

ОСНОВЫ НАУЧНОГО ПРОГНОЗА И МЕТОДИКА ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Значительный рост потребления меди, молибдена и рения в народном хозяйстве вызывает необходимость интенсивных поисковых и разведочных работ для обнаружения крупных штокверковых медно-молибденовых месторождений как вблизи действующих горно-обогатительных комбинатов, так и в новых районах.

Рекомендации по направлению поисково-разведочных работ на медно-молибденовое оруденение и методы поисков и разведки на примере отдельных рудных районов и месторождений рассмотрены в специальных монографиях и статьях (Русаков, 1934; В. М. Крейтер, 1938 г.; Н. А. Хрущев, 1961 г.; Магакьян, 1967; Мкртчян, 1958; С. А. Мовсесян, 1953 г.; Д. П. Малюга, 1963 г.; Покалов, 1972; и др.).

В данной работе даны рекомендации по направлению поисково-разведочных работ в рудных областях и на отдельных медно-молибденовых месторождениях Армении.

В этой главе рассматриваются последовательность работ и главнейшие критерии, определяющие направление поисков с целью выявления новых штокверковых медно-молибденовых месторождений. В табл. 24 приводится схема рациональной последовательности в проведении геологоразведочных работ по этапам.

Руководствуясь рассмотрением в главах I и IV материалов по геологии и генетическим особенностям медно-молибденовых месторождений, учитывая закономерности размещения и локализации оруденения в медно-молибденовых провинциях мира, можно выделить ряд перспективных районов как в мезозойско-кайнозойских, так и в более древних орогенических поясах, в которых установлены месторождения этого типа.

Из новых районов в Тихоокеанском рудном поясе наиболее перспективными являются Япония и Новая Зеландия. Заслуживают постановки металлогенических исследований и другие районы в Тихоокеанском поясе, где медно-молибденовые месторождения уже известны; на севере — Алеутские острова, на южном продолжении пояса — о. Изу-Бонан, о-ва Суматра — Ява, о. Банде, о. Целебес, о-ва Новые Гебриды и о-ва Фиджи, Малые Антильские острова и о. Таиланд, п-ов Индокитай (Бирма).

В центральной части Средиземноморского орогенического пояса, по-видимому, можно ожидать обнаружения медно-молибденовых

месторождений в странах Балканского полуострова, в Турции, Иране, Афганистане и Пакистане, а также в северной части Алжира и Марокко.

Таблица 24

Схема рациональной последовательности поисковых и разведочных работ

Виды работ	Этапы работ		Главные задачи	Главные методы	Главные результаты
Поисковые	Предварительные поиски		Металлогеническое изучение рудных районов на геол. основе м-ба 1 : 200 000 1 : 100 000 1 : 50 000 1 : 25 000	Геологический, шлиховой, гидрогеохимический	Прогнозные и металлогенические карты рудных районов (м-бы 1 : 200 000 1 : 100 000 1 : 50 000 1 : 25 000)
	Детальные поиски		Детальное изучение геологии и структуры рудных полей и месторождений на геол. основе м-бов 1 : 10 000—1 : 1000	Геологический, геохимический, шлиховой, геофизический горно-буровой гидрогеои биогеохимический, гаммаспектрометрический	Прогнозные и металлогенические карты рудных полей и месторождений; карты аномалий и ореолов (м-бов 1 : 10 000—1 : 1000)
Разведочные	Разведка	Предварительная	Промышленная оценка месторождения и рудопроявления	Металлометрическая съемка, опробование, горные и буровые работы, структурное картирование и геологическая документация выработок	Подсчитываются запасы руды в недрах по категории C_1, C_2
		Детальная	Детальное геол. и технолог. изучение месторождения для передачи в эксплуатацию	Горные и буровые работы, гидрогеологический, инженерно-геологический	Подсчитываются запасы руды в недрах по категории А, В, C_1
		Эксплуатационная	Детальное геол. и технолог. изучение и доразведка месторождения в процессе эксплуатации	Горные, буровые, горноподготовительные, очистные работы	Подготовка запасов к добыче

В СССР известен ряд перспективных провинций, заслуживающих детального изучения и проведения поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ с целью выявления новых штокверковых медно-молибденовых месторождений:

1) Малый Кавказ (Армянская ССР и прилегающие районы Грузинской и Азербайджанской ССР); 2) Узбекистан (Южно-Тяньшанская складчатая область); 3) Казахстан (центральная часть Джунгаро-Балхашской и Западно-Казахстанской складчатых областей); 4) юг Красноярского края (Алтае-Саянская складчатая область); 5) Тувинская АССР; 6) Восточное Забайкалье; 7) Полярный Урал; 8) Камчатка. Для обнаружения медно-молибденового оруденения в рудных районах применяется комплекс методов; геологический, геохимический, минералогический, геофизический (гравиметрическая и магнитная съемки), горнобуровой, гамма-спектрометрический, гидрогеохимический и биогеохимический.

В первый этап — этап предварительных поисков — составляются металлогенические карты рудного района м-бов 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000, 1 : 25 000. Общие принципы составления специальных карт освещены в ряде работ (Е. Т. Шаталов, 1964 г.; Б. С. Вартапетян, 1965 и др.). В методической работе «Основы научного прогноза медно-молибденовых месторождений в зонах субвулканических порфировых интрузий» (Павлова, 1971) помещены макеты металлогенических и прогнозных карт, составленные на примере рудных районов с медно-молибденовым оруденением (СССР, Болгария, МНР).

На металлогенических картах должны быть показаны главнейшие особенности геологического строения района, контролирующие медно-молибденовое оруденение: древние структуры поднятий, зоны глубинных разломов и оперяющие их тектонические нарушения; зоны дробления и брекчирования; поля вулканогенных пород андезит-дацитового состава, жерла древних вулканов, брекчиевые трубки; крупные плутоны гранитоидов; штоки малых интрузий и поля даек порфировых пород (гранодиорит-порфиры и др.); зоны гидротермально измененных пород; все известные месторождения и рудопроявления; выходы окисленных медно-молибденовых руд. В итоге геологического и металлогенического изучения района составляются прогнозные карты и выделяются перспективные площади для постановки детальных поисково-разведочных работ.

Во второй этап — детальных поисков — изучаются комплексом методов рудные поля и месторождения. Поисково-разведочные работы на площади рудных полей и месторождений направляются на выявление первичных и вторичных ореолов рассеяния металлов. Оконтуриваются участки ореолов рассеяния типоморфных элементов (Cu, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, As и др.). Так, например, известно, что надрудные участки эндогенных ореолов рассеяния золота и серебра, установленные Рахубенковым (1972) вокруг штокверков месторождения Дальнее, имеют более широкий и более близкий к поверхности контур, чем ореолы меди и молибдена. Поэтому они

могут быть использованы в качестве поискового признака на скрытые золото-молибдено-медные руды.

Проводится изучение структуры рудного поля. Предварительно оконтуриваются зоны штокверков, определяются их размеры и элементы залегания. Проводится детальное исследование геофизическими и геохимическими методами площади гидротермально измененных вмещающих пород: пропилитизированных, окварцованных, серицитизированных, калишпатизированных и аргиллизированных. Как известно, на разведанных и эксплуатируемых месторождениях контур промышленных руд охватывает главным образом серицит-кварцевую, пропилитовую и аргиллитовую зоны (см. гл. I, табл. 3).

Изучаются выходы окисленных руд: определяются минеральный и химический составы их; исследуются текстуры и структуры окисленных руд; прослеживается вторичная зональность. Как известно, в рудных полях и месторождениях прослеживается первичная зональность по общей схеме: Mo → Cu + Mo → Cu → Pb + + Zn. Выясняются особенности зональности для данного рудного поля. Составляются прогнозные и металлометрические карты, а также карты ореолов и аномалий в м-бах 1 : 25 000 — 1 : 10 000 — 1 : 1000; оконтуривается промышленное оруденение; определяется промышленный тип месторождения и производится подсчет запасов по категории C_2.

В третий этап проводятся разведочные работы на месторождениях и рудопроявлениях.

В первую стадию — предварительной разведки — на участках наиболее перспективных аномалий, или на площади геохимических ореолов рассеяния, или на выходах окисленных медно-молибденовых руд проводятся детальная металлометрическая съемка, опробование и горно-буровые работы. Изучаются морфология, размеры и элементы залегания рудных штокверков и жил, а также вмещающие породы и метасоматиты. Детально исследуются вещественный состав и строение первичных сульфидных и окисленных руд. Производится оценка месторождения и подсчитываются запасы по категориям C_1 и C_2.

Во вторую стадию — детальной разведки — геологоразведочные работы проводятся на тех месторождениях и рудопроявлениях, которые передаются промышленности. Детальная разведка месторождения осуществляется глубокими скважинами и горными выработками (штольни и др.). Кроме обычного опробования, проводится также технологическое; осуществляется систематическая документация скважин и горных выработок. В процессе детальной разведки уточняются структура месторождения, форма и размеры рудных тел, выделяются и наносятся на планы природные сорта и типы руд. Детально изучаются вещественный состав и строение руд на различных горизонтах месторождения. Определяется содержание рассеянных (Re, Se, Te) и благородных металлов (Au, Ag) в отдельных минералах, в рудах и в концентратах. Изучается ста-

дийность оруденения, выделяются парагенетические минеральные ассоциации сульфидных медно-молибденовых руд и окисленных руд. Выясняется последовательность отложения минеральных ассоциаций, парагенезисов и рудообразующих минералов в различных типах руд.

Прослеживается распределение в рудном поле и в штокверке сульфидных и окисленных руд, типоморфных металлов (Mo, Cu, Au, Ag, Zn, Pb), главных рудообразующих минералов (пирит, магнетит, молибденит, вольфрамит, халькопирит, энаргит, сфалерит, галенит, кварц, карбонаты, ангидрит) и типоморфных минеральных ассоциаций (молибденитовая, молибденит-кварцевая, кварц-халькопиритовая, теннантит-энаргитовая, кварц-галенит-сфалеритовая). Халькопирит-кварцевые жилы в определенных структурно-геологических условиях могут служить указателями скрытого на глубине медного и медно-молибденового прожилково-вкрапленного оруденения.

Изучается зональность распределения морфологических видов оруденения: вкрапленного, прожилково-вкрапленного и жильного.

Как известно, гипергенные минеральные ассоциации (гётит-каолинитовая, вторичных сульфидов, тенорит-купритовая, халцедон-лампадитовая, малахит-кальцитовая, гипсовая) и отдельные минералы (повеллит, ферримолибдит, малахит, азурит, гётит, лепидокрокит, лампадит, ярозит, каолинит), а также типоморфные текстуры и структуры (коррозионные, унаследованные и каркасные текстуры и метазернистые структуры) являются важными поисковыми признаками медно-молибденовых месторождений, выходящих на поверхность. В итоге проведенных детальных разведочных работ составляется отчет о геологическом строении месторождения и подсчитываются запасы по категориям А, В, C_1. В отчете прилагается схема обогащения руды, которая в отдельных случаях была проверена на местной опытной обогатительной фабрике (Бингем, Каджаран и др.).

В третью стадию на эксплуатируемых медно-молибденовых месторождениях проводится разведка участков, подготавливаемых к разработке, а также флангов и глубоких горизонтов с учетом зональности метасоматитов и оруденения. В горноподготовительных, очистных и разведочных выработках и по скважинам проводится опробование и детальное геологическое картирование.

Как известно, на медно-молибденовых месторождениях содержание молибдена уменьшается по направлению к флангам и возрастает с глубиной. Поэтому медное прожилково-вкрапленное оруденение на глубоких горизонтах (200—700 м от поверхности) может смениться медно-молибденовым и существенно молибденовым. Свинцово-цинковая и золото-полиметаллическая минерализация в рудных полях нередко оконтуривает на флангах медно-молибденовое оруденение.

В процессе разработки месторождения уточняются в деталях форма и размеры рудного тела, вещественный состав и комплекс-

ность руд. Выделяются и оконтуриваются промышленные типы и сорта руд; особенно важно выделить богатые медно-молибденовые руды. На погоризонтные геологические планы и колонки скважин наносятся данные о вмещающих породах, метасоматитах, содержания основных и второстепенных компонентов руд. Выясняется характер потерь и разубоживания руды, уточняются схемы последовательности выделения минералов и их парагенезисов, зональность и стадийность первичного оруденения.

Уточняются взгляды на генезис оруденения. Рудничные геологи руководят сортировкой полезного ископаемого. Проводится подсчет запасов, подготавливаемых к разработке.

Мероприятия по охране недр должны быть в первую очередь направлены на решение следующих основных задач:

1. Охрана богатых медно-молибденовых руд при разведке и разработке месторождения. Осуществление максимальной комплексной их переработки.

2. Выявление и учет убогих руд с низким содержанием меди порядка 0,2—0,3% и молибдена 0,01—0,012%, в особенности на флангах эксплуатируемых месторождений.

3. Развитие технологии извлечения меди и молибдена из окисленных медно-молибденовых руд.

4. Усовершенствование технологии извлечения попутных ценных компонентов (Re, Au, Ag, Se, Te, Bi и др.) из концентратов и хвостов.

5. Охрана окружающей природной среды.

Медно-молибденовые рудники находились всегда в авангарде технического прогресса в горнодобывающей промышленности. Крупные масштабы производства, применение самой современной техники в сочетании с современными формами организации труда обеспечивают высокие технико-экономические показатели работы предприятий и низкую себестоимость продукции. Эти обстоятельства позволяют значительно снизить требования к содержанию основных металлов в руде. Кондиции на медно-молибденовые руды непрерывно изменяются. Так, например, в пятидесятых годах нашего столетия разрабатывались прожилково-вкрапленные руды с содержанием меди 1,2—2%, сейчас разрабатываются комплексные медно-молибденовые руды с содержанием меди порядка 0,4—0,6%, молибдена 0,03—0,04%. Учитывая дальнейшее совершенствование техники разработки, улучшение методов разработки месторождения и переработки минерального сырья, в будущем могут эксплуатироваться с экономической выгодой штокверковые медно-молибденовые месторождения при среднем содержании в руде меди 0,2—0,3%, а молибдена 0,01%—0,012%. Например, в США намечаются в ближайшие годы разработка бедных медно-молибденовых руд с содержанием меди 0,3% и применение атомного взрыва при подготовке штокверкового месторождения для подземного кислотного выщелачивания.

Комплексное использование медно-молибденовых руд предполагает полное извлечение ценных попутных компонентов: мо-

либдена, рения, золота, серебра, висмута, вольфрама, селена, теллура и других элементов. Молибден присутствует в рудах всех штокверковых месторождений, однако извлекается он не всегда. Обычно содержание молибдена в медно-молибденовых рудах не превышает 0,02—0,03%, в то же время существует ряд месторождений с гораздо более высоким содержанием молибдена, и ценность его в них часто превышает ценность меди. При содержаниях молибдена в товарной руде порядка 0,01% и ниже он не извлекается. В тех случаях, когда содержание молибдена составляет 0,01—0,02%, молибденит извлекается из медных концентратов на последней стадии переработки руды. Извлечение его на этой стадии составляет 60—70%. На некоторых предприятиях применяются различные дополнительные мероприятия для повышения извлечения молибденита в концентрат. Так, на месторождении Бингем в США, с 1954 г. на обогатительной фабрике хвосты черновой флотации медно-молибденовой руды подвергаются дополнительной переработке с добавлением реагентов, что позволило поднять извлечение молибденита с 75 до 86%. На других фабриках применяют дополнительные операции с подогревом пульпы или пропаривание ее в различных растворах.

Ценнейший и редчайший элемент — рений — в значительных количествах содержится в молибденовых концентратах и может извлекаться из них при обжиге. Из медных концентратов попутно извлекаются золото и серебро. Обычно содержание их невелико, но при крупных масштабах производства, характерных для медно-молибденовых комбинатов, общее количество извлекаемых в концентрат металлов достигает значительного количества. Кроме того, существуют отдельные медно-молибденовые месторождения, в которых содержание золота и серебра в недрах бывает настолько значительным, что оказывает очень большое влияние на оценку месторождения. Так, большими запасами благородных металлов в недрах обладают, в частности, месторождения Сьеррита в шт. Аризона (США), Кананеа в шт. Сонора (Мексика).

Охрана окружающей природы неразрывно связана с проблемой повышения комплексного использования всех ценных компонентов медно-молибденовых руд. Как известно, промышленные сточные воды содержат устойчивые взвеси тонко измельченных частиц руды и концентратов. Поэтому подавляющая часть сточных вод, получаемых в процессе обогащения руд и переработки концентратов, должна рассматриваться не только как объект очистки от вредных примесей для предупреждения загрязнения водоемов, но и как источник дополнительного извлечения ценных компонентов. По данным института «Казмеханобр» (Свядощ, 1973), основные мероприятия по предотвращению дальнейшего загрязнения атмосферы и пресных вод в районах горно-обогатительных и горно-металлургических комбинатов осуществляются в первую очередь за счет усовершенствования технологии производства (строительство очистительных сооружений и контрольной аппаратуры), утилизации

ценных компонентов из промышленных отходов, применения полного водооборота, озеленения и закрепления способствующих образованию вредной пыли поверхностей хвостохранилищ. Для решения сложной проблемы по охране окружающей человека среды потребуется комплекс планомерных научных исследований и технических рекомендаций.

Штокверковые медно-молибденовые месторождения в ближайшие несколько десятилетий приобретут большое значение. Они заслуживают детального изучения и пристального внимания со стороны геологов, горняков, обогатителей, металлургов и других специалистов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ab	альбит
anh	ангидрит
ank	анкерит
ap	апатит
ba	барит
b	биотит
bn	борнит
W	вольфрамит
gn	галенит
hm	гематит
g	гипс
gr	гранат
hn	гюбнерит
dg	дигенит
dck	диккит
d	доломит
au	золото и минералы золота
ill	иллит
ca	кальцит
kf	калишпат
kaol	каолинит
car	карбонат
cs	касситерит
q	кварц
clzo	клиноцоизит
cv	ковеллин
cup	куприт
mt	магнетит
mal	малахит
ma	марказит
sm	медь самородная
v	минералы ванадия
mn	минералы марганца
mo	молибденит
mont	монтмориллонит
TiOx	окислы титана
py	пирит
p	пироксен
pt	пирротин
prp	пирофиллит
f	полевой шпат
h	роговая обманка
rd	родонит
ro	родохрозит
r	рутил
ag	серебро, минералы серебра
s	серицит
spec	спекулярит
stb	стибнит, антимонит
zn	сфалерит
tn	теннантит, тетраэдрит
to	топаз
tr	тремолит
t	турмалин
fm	фаматинит
fl	флюорит
cc	халькозин
cu	халькопирит
c	хлорит
zo	цоизит
ze	цеолиты
en	энаргит
e	эпидот

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Е. А. О генезисе молибденового оруденения Сорского рудного узла.— В кн.: Геол. и минеральн. ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 28—32.

Акопян Е. А. Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении. Ереван, АН АрмССР, 1960, 252 с.

Александров Г. В. Особенности минерального состава молибденовых месторождений Северо-Восточного Забайкалья. Л., 1968, с. 67—73. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», т. 131).

Арапов В. А. Некоторые закономерности размещения оруденения в Алмалыкском рудном поле. Ташкент, 1962, с. 85—94. («Труды Главгеологии УзбССР», сборник 2).

Арутюнян Л. А., Меликсетян Б. М., Хуршудян Э. Х. О генезисе политипов молибденита.— В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 112—113.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958, 430 с.

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, «Наука», 1965, 275 с.

Бадалов С. Т., Туресебеков А. Сравнительная геохимическая характеристика медно-молибденовых месторождений Алмалыкского рудного района УзбССР.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1970, вып. 21, с. 130—141.

Балута О. Е. Типы медно-порфировых месторождений и их размещение в Северном Прибалхашье.— «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 4, с. 95—98.

Банкетов А. К. Медно-порфировые руды Северной и Южной Америки. М., Изд-во ВНИЦМ, 1961, 84 с.

Баситова С. М. Распространение рения в молибденитах.— В кн.: Рений. М., «Наука», 1961, с. 7—11.

Башкиров Б. Г., Куденко А. А., Нурбаев З. М. Основные типы медно-порфировых месторождений Казахстана и методика их поисков.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 26—46.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолиздат, 1955, 87 с.

Булыго В. С. Молибденово-медные прожилково-вкрапленные месторождения в Южном Казахстане. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторожд. Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 69—79.

Бушанишвили В. К. Гидрохимическое экспериментальное исследование условий перехода соединений молибдена и меди в раствор. — «Ежегодник Кавказ. ин-та минер. сырья за 1956 г.», М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 49—52.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, 474 с.

Быховер Н. А. Экономика минерального сырья. М., «Недра», 1971. 192 с.

Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1965, 308 с.

Василевский М. М. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых месторождений Срединного Камчатского хребта.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 17.

Виноградов В. И. О миграции молибдена в зоне гипергенеза. — «Геохимия», 1957, № 2, с. 120—126.

Власов Г. М., Василевский М. М. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых месторождений Срединного Камчатского хребта.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 17, с. 97—105.

Вологдин Н. Ф. Геолого-структурные особенности Цагансубургинского медно-молибденового месторождения. Автореф. дисс. Новосибирск, 1973. 23 с. (Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР.)

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962, 305 с.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 10, с. 28—38.

Газизова К. С. Геолого-структурные и генетические особенности медного месторождения Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957, 116 с.

Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, 204 с.

Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971, 224 с. (Тр. Казахск. науч.-исслед. ин-та минерального сырья).

Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: Колотухина С. Е., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И. и др.

Герт Г. Геология Анд. М., Изд-во иностр. лит., 1959, 291 с.

Гильмутдинов Г. Х., Пучков Е. В., Ситько А. Т. Молибден в медно-порфировых месторождениях Центрального Казахстана.—В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 100—106.

Голованов И. М., Тулеганов Т., Рахубенков А. Т. Количественная оценка соотношения вторичных кварцитов и медно-порфировых руд Алмалыка.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 192—193.

Горохова В. Н. О распределении рения в молибденитах медно-молибденовых месторождений Каджаран и Айгедзор.— В кн.: Рений. М., «Наука», 1961, с. 26—31.

Деды В. Ю. Зона окисления месторождения Кальмакыр. Ташкент, «Фан» УзССР, 1971, 127 с.

Димитров Райо. Разпределение на полезните ископаеми в България.— «Биология и химия», София, 1963, № 4, с. 1—10.

Домарев В. С. Основные черты металлогении меди.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 86—96.

Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. М., 1963, с. 505—522. (Тр. ин-та геол. рудн. месторожд. петрограф., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 83).

Дружинин А. В. Структурные условия локализации вольфрамового и молибденового оруденения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1967, с. 18—19.

Евфименко И. М. О генетических типах, закономерностях распространения и поисковых критериях молибденовых месторождений Средней Азии. — «Уч. зап. Среднеазиатск. науч.-исслед. ин-та геол. и минеральн. сырья», 1960, вып. 3, с. 107—116.

Жевлаков И. С., Мирзабеков М. Некоторые закономерности поведения меди и молибдена в рудах медно-молибденового месторождения Коунрад.— «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1971, № 5, с. 49—50.

Жиров К. К., Иванова Г. Ф. О распределении рения в молибденитах месторождений ряда генетических типов. — «Геохимия», 1959, № 6, с. 518—523.

Закиров Т. З., Рузматов С. Р. О послерудном характере ангидритовой минерализации медно-молибденового месторождения Кальмакыра.— «Узб. геол. журнал», 1962, № 5, с. 79—82.

Йовчев И. Полезни ископаеми на цветни метали. «Теника», София, 1961, 132 с.

Исаенко М. П. К вопросу о генезисе гипса в медно-молибденовых рудах Закавказья. М., 1956, с. 102—103. («Труды Моск. геологоразв. ин-та», т. 29).

Исаенко М. П. Явления карбонатизации в медно-молибденовых и молибденовых месторождениях Закавказья. — «Изв. вузов, геология и разведка», 1959, № 9, с. 55—78.

Исаенко М. П. Некоторые типичные минеральные ассоциации медномышьяковых руд Армянской ССР.— «Геология рудных месторождений, 1964_1, № 2, с. 92—96.

Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М., «Недра», 1964_2, 155 с.

Исаенко М. П. Минералы молибдена в рудах медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа.— «Изв. вузов. «Геология и разведка», 1966, № 2, с. 38—52.

Исаенко М. П., Боришанская С. С., Афанасьева Е. Л. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. М., «Недра», 1972, 142 с.

Казарян А. Г. Об ассоциации гипогенного гипса с сульфидами на примере Джиндаринского месторождения.— «Изв. АН АрмССР, серия геол.», 1958, т. 11, № 1, с. 65—70.

Казарян А. Г. О некоторых закономерностях образования гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений Армении (Джиндара, Каджаран, Мисхана). — В кн.: Тр. первой Закавказской конференции молодых научн. сотр. геол. ин-тов АН Груз., Азерб. и АрмССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, с. 145—149.

Карамян К. А. Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения.— «Зап. Арм. отд. Всес. минерал. об-ва», 1959, вып. 1, с. 101—108.

Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР (серия геол. и географ. наук)», 1956, № 6, т. 12, с. 47—56.

Карамян К. А. Особенности структуры Дастакертского медно-молибденового месторождения. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолиздат, 1960, с. 444—455.

Карамян К. А. Контактово-метаморфические и метасоматические процессы Каджаранского рудного поля.— «Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук», 1963, т. 16, вып. 3(1), с. 67—76.

Карамян К. А., Джангирян Э. А., Маданян О. Г. Особенности строения, состава руд и характерные черты минерализации Агаракского медно-молибденового месторождения.— «Зап. Арм. отд. Всес. минерал. об-ва», 1970, вып. 4, с. 101—116.

Карамян К. А. Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений Зангезура. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972, 172 с.

Карамян К. А., Фарамазян А. С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. — «Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук», 1960, т. 13, № 3—4, с. 65—88.

К геохимии рения и молибдена в эндогенных сульфидных месторождениях Средней Азии. — «Геохимия», 1966, № 1, с. 99—104. Авт.: Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И., Шодиев Ф. Ш.

Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана.— «Советская геология», 1959, № 2, с. 85—104.

Королев А. В. К изучению медных порфировых руд Кальмакырского месторождения. — «За недра Средней Азии», 1935, № 7, с. 39—42.

Королев А. В. Генезис Алмалыка и других месторождений рассеянных

медных и молибденовых руд.— В кн.: Международн. XVII Геол. конгресс. (Тезисы докладов). М. — Л., изд-во АН СССР, 1937, с. 177.

Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, «Фан», 1970, 280 с.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 491—543.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. I—II. М., Госгеолтехиздат, 1960—1961.

Лавыгина В. Н., Петров М. М. Сорское молибденовое месторождение. — В кн.: Геол. исслед. в Красноярском крае и ТувАССР. Кызыл, Тувинское книжное изд-во, 1968, с. 51—56.

Ли В. Г. Бощекульское медно-молибденовое месторождение. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана, Алма-Ата, 1969, с. 110—114.

Литвин А. Л., Матвеенко В. Т. О молибденовом оруденении Северо-Востока СССР. Магадан, 1958, 36 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та золота и редких металлов», вып. 34).

Ловеринг Т. С. Структурная связь рудных месторождений с порфирами в северо-восточной части рудного пояса Колорадо. — В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М. — Л., Изд-во иностр. лит., 1937, с. 294—299.

Магакьян И. Г. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 341—348

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. «Докл. АН АрмССР», 1963, т. 37, № 2, с. 77—81.

Магакьян И. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР.— «Докл. АН АрмССР», 1966, т. 43, № 4, с. 225—230.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8, М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 239—250.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969, 223 с.

Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Закономерности распределения редких и рассеянных элементов в медно-молибденовых рудах Армении. — В кн.: «Комплексн. использ. медно-молибденовых руд». Ереван, «Айастан», 1970, с. 29—37.

Мамедов З. М. Геохимическая характеристика руд Парагачайского медно-молибденового месторождения. — В кн.: Материалы научно-теор. конференции молодых ученых АН АзССР, кн. 3. Баку, Изд-во АН АзССР, 1967, с. 73.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (АрмССР). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 320—347.

Мельникова В. Л. Минералогическая характеристика медно-молибденового месторождения Каратас IV. Изд-во АН КазССР, 1966, с. 38—51. («Труды ГИН АН КазССР», т. 15).

Минералы. Т. I. 616 с.; т. II, вып. 3, 675 с. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1967.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957—1965, 868 с.

Михайлов А. С. Классификация зон окисления молибденовых месторождений. 1966, с. 202—209. («Труды Сибирск. научн.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минеральн. сырья», вып. 39).

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958, 285 с.

Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатян Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969, 330 с.

Мовсесян С. А. Парагачайское месторождение андалузита. — «Изв. АН СССР, серия геол.» 1939, № 6, с. 159—171.

Мовсесян С. А. Пирдоуданское (Каджаранское) медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во Арм. отд. АН СССР, 1941, 118 с.

Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые.— «Изв. АН АрмССР», 1941_2, № 2(7), с. 63—68.

Мовсесян С. А. К вопросу об основных закономерностях размещения рудных месторождений Армении. — «Изв. АН АрмССР. Наука о Земле», 1969_1, № 5, с. 29—38.

Мовсесян С. А. Промышленные типы медно-молибденовых и золоторудных месторождений Армянской ССР. — «Изв. АН АрмССР. Наука о Земле», 1969_2, № 6, с. 33—36.

Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. М. — Л., Изд-во АН СССР (СОПС), 1937, 176 с.

Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Новые данные о геологическом строении Коунрадского медно-порфирового месторождения. — В кн.: Геология, геохимия и минералог. медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 97—109.

О генетической связи медно-молибденового оруденения Алмалыкского района с интрузиями и ее значение для поисков медных руд.— «Узб. геол. журнал», 1960, № 3, с. 7—17. Авт.: Айзенштадт Н. А., Вольфсон Н. Б., Денисов С. А., Мусин Р. А.

Основные черты металлогении медно-порфировых месторождений Казахстана. — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 151—153. Авт.: Пучков Е. В., Гильмутдинов Г. Х., Тимофеева С. Н., Сусляков В. Т., Панкратова Н. Л., Исаева М. Д.

Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. — В кн.: Медно-молибденовые месторождения, вып. 7. М., Изд-во СЭВ, 1971, 204 с.

Павлова И. Г. О региональных закономерностях размещения молибденово-медных месторождений порфирового типа. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 289—297.

Паффенгольц К. Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1946, 111 с.

Пиджян Г. О. К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения.— «Изв. АН АрмССР, геол. и географ. наук», 1960, т. 13, № 2, с. 31—50.

Пизнюр А. В. К вопросу о температурах и давлении при формировании минеральных ассоциаций молибденовых и молибденово-полиметаллических месторождений.— «Минерал. сб. Львов. ун-та», 1970, № 24, вып. 4, с. 437—441.

Пожарицкий К. Л. Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 7—25.

Покалов В. Т. Формации промышленных месторождений молибдена в истории геотектонического развития ряда молибденоносных провинций СССР.— «Советская геология», 1962, № 12, с. 3—15.

Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., «Недра», 1964, 204 с.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972, 270 с.

Покалов В. Т., Чернов Б. С. Условия образования, закономерности размещения и типы месторождений молибдена в Хакасии.— В кн.: Минеральное сырье, вып. 4. М., «Недра», 1962, с. 36—50.

Полетаев А. И., Пучков Е. В. Гидротермально измененные породы медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана и их поисковое значение.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 212—213.

Рафиенко Н. И. Новый тип прожилково-вкрапленных руд медно-молибденовой формации в Восточной Туве.— «Докл. АН СССР», 1956. Т. 110, № 6, с. 1064—1065.

Рахубенков А. Т. Геологическое строение, условия локализации медного оруденения и геохимические особенности руд месторождения Дальнее (Узбекская ССР). Автореф. канд. дисс., М., Изд. Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы. 1972, 32 с.

Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., «Наука», 1973, 268 с.

Рудные месторождения США. Т. I, 658 с; Т. II, 634 с. М., «Мир», 1972, 1973.

Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972. 235 с.

Рузматов С. Р. Некоторые минералы зоны окисления медно-молибденовых месторождений Алмалыкского рудного поля и связанные с ними редкие элементы.— В кн.: *Вопросы минералогии и геохимии.* Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1964, с. 207—216.

Русаков М. П. Медное месторождение Коунрад. Л.— М.,— Грозный — Новосибирск. Горгеонефтеиздат, 1934, 112 с.

Сатпаев К. И., Исилинский Г. Б. Минералогия Казахстана. В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964, с. 110—127.

Свядош Ю. Н. Охрана природы и вопросы комплексности использования *рудного сырья.* — «Цветные металлы», 1973, № 7, с. 1—5.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959, 254 с.

Систематика минералогии. Т. II, полутом I, М., Изд-во иностр. лит., 1953, 773 с. Авт.: Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 2, с. 13—22.

Смирнов М. В. Структурные особенности медно-молибденового штокверка в Восточном Забайкалье.— «Изв. высш. учебн. заведений, геология и разведка», 1968, № 5, с. 82—88.

Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. О характере связи оруденения медно-молибденовой формации с магматическими образованиями. — «Геология и геофизика», 1968, № 9, с. 3—9

Сухарев М. А. Красногорское медно-молибденовое месторождение в Срединном Камчатском хребте и перспективы дальнейших поисков руд редких металлов.— В кн.: *Сырьевые ресурсы* Камчатской области. М., 1961, с. 52—58.

Твалчрелидзе Г. А. Парагачайское месторождение. «Советская геология», 1948, сб. 29, с. 24—40.

Тектоническая карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван, «МИТК», 1968, 72 с. Авт.: Габриэлян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вергуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П.

Тихонов Н. Д., Мельникова К. М. Некоторые структурные типы молибденовых месторождений Восточного Забайкалья, связанных с жерлами древних вулканических аппаратов.— «Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка», 1968, № 9, с. 64—72.

Ушев А. Медно-молибденовое месторождение Медет в Народной Республике Болгарии.— «Разведка и охрана недр», № 4, 1964, с. 61—63.

Финашин В. К., Вологдин Н. Ф. Калиевый метасоматоз и рудная минерализация Цагансубургинского медно-молибденового месторождения в МНР. — «Геология и геофизика», 1970, № 5, с. 79—82.

Хваловский А. Г. Месторождения медно-порфировых руд в Алмалыкском районе. — В сб.: Геофизика и поиски рудных месторождений. Т. I, Алма-Ата, Изд-во КазАН ССР, 1970, с. 406—415.

Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Лебедев Е. Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атм. — «Геохимия», 1967, № 8, с. 891—900.

Хрущев Н. А. Генетические типы молибденовых месторождений СССР.— «Тезисы докладов XVII Геолог. междун. конгресса», 1937, с. 176—177.

Хрущев Н. А. Классификация месторождений молибдена. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 6, с. 52—67.

Хрущев Н. А. Молибден. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 412—431.

Хрущев Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1, Изд-во Чехословацкой АН, Прага, 1963, с. 174—179.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 232—237. («Тр. ИГЕМ», вып. 50).

Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972, 296 с.

Юдин И. М. Медное месторождение Коунрад. М., Изд-во МГУ, 1969, 150 с.

Anderson W. R., Stringham B., Whelan J. A. Secondary phosphates in the Bingham copper mine, Utah. «Geol. Soc. America. Spec. Paper», No. 73, 1963, p. 20—21.

Blanchet P. H., Godwin C. I. «Geolog system» for computer and manual analysis of geologic data from porphyry and other deposits.— «Econ. Geol.», vol. 67, No. 6, 1972, p. 796—814.

Carpenter R. H. A résumé of hydrothermal alteration and ore deposition at Questa, New-Mexico, U. S. A.— «Internat. Geol. Congr., 21 st., Copenhagen», sec. 16, pt. 16, 1960, p. 79—86.

Chapman E. P. Geology of the Brenda molybdenum copper deposit. — «Canadian Mining Metall. Bull.», vol. 61, 1968, p. 291.

Clark K. F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America.— «Econ. Geol.», vol. 67. No. 6, 1972, p. 731—759.

Coolbaugh D. F. La-Caridad, Mexico' s newest and largest porphyry copper deposit — an exploration case history. — «Trans. Soc. Mining Engr. AIME», vol. 250, No. 2, 1971, p. 133—138.

Fleisher M. The geochemistry of rhenium.— «Econ. Geol.», vol. 54, No. 8, 1959, p. 1406—1414.

Furbish Wm. J. Ferrimolybdite and some associated secondary mineral species. — «Rocks and Minerals», vol. 41, No. 6, 1966, p. 405—408.

Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America. Eds. Titley S. R., Hicks C. L. Tucson, — «Univ. Ariz. Press», 1966, 287 p.

Gilluly J. The Ajo mining district, Arizona. — «US Geol. Surv. Prof. Paper», 209, 1946, 112 p.

Goossens P. J. Les gisements du type «porphyry copper». «Mines et mét.» No. 3661, 1971, p. 227—228.

Guilbert J. M., Sumner J. S. Distribution of porphyry copper deposits in the light of recent tectonic advances. «Ariz. Geol. Soc. South Ariz. Guildeb», No. 3. Tucson, Ariz., 1968, p. 97—112.

Howell F. H., Molloy J. S. Geology of the Braden orebody, Chile, South America.— «Econ. Geol.», vol. 55. No. 5, 1960, p. 863—905.

James A. H. Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits.— «Econ. Geol.», vol. 66, No. 1, 1971, p. 43—47.

Jarrell O. W. Oxidation at Chuquicamata, Chile. —«Econ. Geol.», vol. 39, 1944, p. 251—286.

Johnston W. P., a. Lowell J. D. Geology and origin of mineralized breccia pipes in Copper Basin, Arizona.— «Econ. Geol.», vol. 56, 1961, p. 916—940.

Kimura E. T., Drummond A. D. Geology of the Endako molybdenum deposit.— «Canadian Mining Metall. Bull.», vol. 62, 1969, p. 699—708.

Lacy W. C. Porphyry copper deposit Cuajone, Peru. «Mining Engr.», vol. 10. No. 1, 1958, p. 104—107.

Lindgren W. The copper deposits of the Clifton-Morenci district, Arizona. «US Geol. Surv. Prof. Paper», No 43, 1905, 412 p.

Livingston D. E. a, oth. Geochronology of the emplacement, enrichment

and preservation of Arizona porphyry copper deposits. «Econ. Geol.», vol. 63, 1968, p. 30—36.

López V. M. The primary mineralization of Chuquicamata Chile. «Econ. Geol.», vol. 34, 1939, p. 674—711.

Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. «Econ. Geol.», vol. 65, No. 4, 1970, p. 373—409.

Mills I. W. Origin of copper-bearing breccia pipes.— «Econ. Geol.», vol. 67, No. 4, 1972, p. 533—536.

Nielsen R. L. Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite porphyry stock, Santa Rita, New-Mexico.— «Econ. Geol.», vol. 63, No. 1, 1968, p. 37—50.

Ore deposits of the United States, 1933—1967. Vols. 1—2, Ed. Ridge I. D. «Amer. Inst. Mining, Metallurg. and Petrol. Engrs». New York, 1968, 1880 p.

Perry V. D. Geology of the Chuquicamata orebody.— «Mining Engr.», vol 4, 1952, p. 1166—1169.

Peterson N. P., Gilbert C. M., Quick G. L. Geology and ore deposits of the Castle Dome area, Gila County, Ariz.— «US Geol. Surv. Bull.», No. 971, 1951, 134 p.

Peterson N. P. Geology and ore deposits of the Globe- Miami district, Arizona.— «Geol. Surv. Prof. Paper», No. 342, 1962, 151 p.

Ransome F. L. The copper deposits of Ray and Miami, Arizona. «US Geol. Surv. Prof. Paper», No. 115, 1919, 192 p.

Rehrig W. A., Heidrick T. L. Regional fracturing in Laramide stocks of Arizona and its relationship to porphyry copper mineralization.— «Econ. Geol.», vol. 67, No. 2, 1972, p. 198—213.

Richard K., Courtright J. H. Geology of Toquepala, Peru.— «Mining Engrs»., vol. 10, 1958, p. 262—266.

Schwartz G. M. Hydrothermal alteration in the porphyry copper deposits.— Econ. Geol.», vol. 42, 1947, p. 319—352.

Schwartz G. M. Oxidation and enrichment in the San-Manual copper deposit, Arizona.— «Econ. Geol.», vol. 44, 1949, p. 253—277.

Schwartz G. M. Geology of the San-Manuel copper deposits, Arizona, «US Geol. Surv. Prof. Paper», No. 256, 1953, 63 p.

Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits.— «Econ. Geol.», vol. 67, No. 2, 1972, p. 184—198.

Spencer A. C. Geology and ore deposits of Ely. «US Geol. Surv. Prof. Paper», No. 96, 1917, 189 p.

Staples L. W. Ilsemanite and jordisite. «Amer. Miner.», vol. 36, 1955, p. 609—612.

Stoll W. C. Metallogenic provinces of South America. «Mining. Mag.», vol. 112, No. 1—2, 1965, p. 22—33; p. 90—99.

Stringham B. Granitization and hydrothermal alteration at Bingham, Utah. «Geol. Soc. Amer. Bull.», vol. 64, 1953, p. 945—991.

Sun Ming-Shan. The nature of chrysocolla from Inspiration mine, Arizona. «Amer. Miner.», vol. 48, No. 5—6, 1963, p. 649—658.

Sutherland Brown A. Distribution of metallic mineralization in British Columbia. «Canadian Mining J.», vol. 90, No. 4, 1969 p. 53—55.

Sutherland Brown A. a. oth. Metallogeny of the Canadian Cordillera.— «Canadian Mining and Metall Bull.», vol. 64, No. 709, 1971, p. 37—61.

Swayne W. H., Trask F. Geology of El Salvador.— «Mining Engr.», vol. 12, 1960, p. 344—348.

Vanderwilt J. W. King B. U. Geology of the Climax ore body. «Miner. a. Metall. Congress», vol. 27, No. 474, 1946, p. 402—405.

Zeil W. Geologie von Chile. «Borntralger», Berlin, 1964, 233 p.

Адуляр 184
Азурит 146
Актинолит 182
Алабандин 158
Аллофан 179
Алтаит 154
Альбит 183
Ангидрит 177
Англезит 157
Анкерит 177
Анортоклаз 183
Апатит 184
Арагонит 176
Аргентит 112, 162
Аргиллизация 16, 29, 311
Арсенопирит 151
Атакамит 110

Биотит 179
Биотитизация 16, 29
Борнит 133, 136
Брейнерит 177
Брошантит 149

Висмут самородный 160
Висмутин 160
Виттихенит 160
Вольфрамит 113

Галенит 157
Галеновисмутит 160
Галлуазит 179
Гематит 127, 152
Германит 142
Гессит 112
Гётит 127, 153
Гипс 177
Гидрослюда 181
Гидротермальное изменение вмещающих пород 16, 29, 310
Глубина формирования месторождений 317

Делафоссит 144
Дигенит 138
Доломит железистый 174, 176

Золото самородное 161
Зональность оруденения вторичная 17, 35
— оруденения первичная 17, 34, 313

Ильменит 129

Каламин 157
Калишпатизация 16, 29, 311
Кальцит 176
Каолинит 178
Каолинизация 31
Карбонаты 168
Карбонатизация 16, 29, 311
Кварц 164
Кварцин 168
Кислотность-щелочность растворов 319
Кобальтин 113, 114
Ковеллин 138
Корнуит 147
Креннерит 112
Кубанит 136
Куприт 142

Лампадит 158
Лейкоксен 163
Лепидокрокит 127, 153
Линнеит 163
Люцонит 142

Магнетит 152
Малахит 145
Марказит 151
Медь самородная 144
Мелантерит 153
Мероприятия по охране недр 326
Молибденит 116
Монтмориллонит 179
Мусковит 181
Минеральная ассоциация ангидрит-гипсовая 205, 312
— — вторичных сульфидов 206
— — гётит-каолинитовая 206
— — гипсовая 208
— — доломитовая 204, 312
— — доломит-халцедоновая 204, 312
— — кварцевая 200, 312
— — кварц-галенит-сфалеритовая 203, 312
— — кварц-магнетитовая 200
— — кварц-пиритовая 202
— — кварц-полевошпатовая 200
— — кварц-халькопиритовая 201, 312
— — малахит-кальцитовая 207
— — молибденитовая 200, 312

Минеральная ассоциация молибденит-кварцевая 200, 312
— — пиритовая 199, 312
— — теннантит-энаргитовая 201, 312
— — тенорит-купритовая 207
— — халцедон-лампадитовая 207

Огипсование 29, 312
Окварцевание 16, 29, 311
Оливенит 149
Опал 168

Петцит 112
Пирит 149
Пиролюзит 113
Пирротин 151
Повеллит 120
Провинция Армении в СССР 10
— Западно-Американская 13
— Канады 13
— Перу 13
— Среднеазиатская в СССР 10
— Хакассии в СССР 10
— Чили 13
Пропилитизация 16, 29, 311

Режим серы 319
Реньерит 142
Родохрозит 177
Руды окисленные прожилково-вкрапленные 212
— — смешанные медно-молибденовые
— — прожилково-вкрапленные 211
— — сульфидные медно-молибденовые прожилково-вкрапленные 209
Рудная область Айоцдзорская 40, 49, 220
— — Алаверди-Бердская 40, 49, 220
— — Зангезурская 40, 49, 216
— — Севано-Амасайская 40, 49, 219
— — Степанован-Кировокан-Дилижанская 40, 49
— — Разданская 40, 49, 219
— — Хосровская 40, 49
Рутил 163

Серебро самородное 162
Серицит 180
Серицитизация 16, 29, 311
Сидерит 177
Скородит 154
Смитсонит 157
Станнин 112
Сфалерит 155
Сфен 164
Структура аллотриоморфнозернистая 193
— аллотриоморфнометазернистая 190
— волокнистая 194
Структура гелевая 190, 193
— *гипидиоморфнозернистая* 193
— гранобластическая 194, 195
— графическая распада 194
— гребенчатая зернистая 193
— дробления 195
— звездчатая распада 194
— зернистые 17, 313
— идиоморфнозернистая 193
— идиоморфнометазернистая 189
— идиобластическая 195
— катакластическая 17, 313
— концентрически-зональная 193
— коррозионные 313
— кристаллобластические 17, 313
— метазернистые 17, 313
— пластинчатая зернистая 193
— пластинчатая распада 194
— порфиробластическая 195
— радиально-лучистая метазернистая 190
— радиально-лучистая метаколлоидная 193
— разъедания 193
— расщепления 195
— скелетная метазернистая 190
— скрытокристаллическая 190, 193
— смятия 195
— субграфическая распада 194
— эмульсионная распада 194
Схема последовательности минерализации в рудах Шикахохского месторождения 91
— — — в сульфидных медно-молибденовых рудах месторождения Каджаран 196
— — — в окисленных медно-молибденовых рудах месторождения Каджаран 198
Схема рациональной последовательности поисковых и разведочных работ 322
Таблица для определения главных и второстепенных минералов
— — — медно-молибденовых руд в отраженном свете 111
— — — редких и очень редких минералов медно-молибденовых руд в отраженном свете 113
Температура минералообразования 317
Текстура брекчиевая 17, 192, 194
— брекчиевидная 187, 194
— вкрапленная 17, 186, 192
— *гнейсовидно-полосчатая* 195
— графическая 189
— дендритовая 191
— друзовая 192
— друзовидная 187, 192
— жеодовая 192

— каемочная 188
— колломорфная 192, 193
— колломорфно-полосчатая 192
— корковая 191, 193
— коррозионные 17
— нитеобразная 188
— пересечения 191
— петельчатая 188
— полосчатая 187, 191
— пористая 196
— порошковатая 195, 196
— почковидная 192, 193
— прожилковая 17, 191
— прожилкообразная 187
— пятнистая 187, 192
— реликтовая 189
— сетчатая 188
— трещиноватая 17, 194, 195
— ячеистая 196
— ящичная 196
Теллур самородный 154
Тенорит 144
Теннантит 138
Титаномагнетит 163
Тетраэдрит 140
Турмалин 163
Турмалинизация 33

Умангит 154

Ферримолибдит 124
Феррокупрохалькантит 148
Фиброферрит 153
Фрейбергит 112, 114, 140

Халцедон 168
Халькантит 129, 148
Халькозин 136
Халькопирит 129
Хлорит 181
Хризоколла 146

Церуссит 158

Шеелит 163
Штокверк 15, 17
Штромейерит 138, 162

Эвкайрит 154
Электрум 112
Эмплектит 160
Энаргит 140
Эпидот 182

Ярозит 153

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аргентина 301
  Фарельон Негро 301
  Катамарка 301
Иран 300
  Сар-Чехмех 11, 12, 300
  Чахара Гондабан 11, 12, 300
  Керман Мазра 11, 12, 300

Канада 272
  Айленд Коппер 13, 272
  Алис-Арм 13, 273
  Бетлехем 12, 13, 18, 273, 274, 277
  Босс-Маунтин 273
  Бренда 11, 12, 13, 273, 274, 279
  Вэлли-Коппер 13, 272
  о. Ванкувер 301
  Грейсер-Галч 273, 274
  Гринсл 273
  Касино 11, 273, 274
  Лорнекс 13, 272
  Хайленд-Вэлли 11, 273
  Эндако 11, 12, 13, 18, 273, 275

Мексика 271
  Кананеа 11, 13, 271
  Ла-Карднда 271
  Пиларис 271

Монгольская Народная Республика 294
  Цаган-Субурга 11, 12, 296
  Эрдэнтуин-Обо 294

Народная Республика Болгария 299
  Елаците 11, 300
  Медет 11, 12, 299

Панама 301
  Батиха 301
Перу 283
  Атамина 282, 283
  Катанга 282
  Кельявеке 282, 283, 285
  Кобриза 282, 283
  Куахоне 13, 282, 284
  Мичикилья 11, 285
  Серро-Верде 282, 285
  Токепала 11, 12, 13, 24, 283

СССР 37
Армянская ССР 37
  Агарак 13, 37, 40, 69
  Айгедзор 37, 40, 79
  Арцваберд 40, 82
  Анкасар 83

Анкаван 13, 37, 40, 99
Варденис 40, 98
Дастакерт 13, 40, 92
Жайридзорское 85
Каджаран 11, 12, 13, 37, 40, 54
Казанличк 40, 83
Личк 37, 40, 75
Личкваз 40, 79
Техутское 104
Шикахох 37, 40, 86
Казахская ССР 232
Аблан 233
Ауэбакы 233
Борлы 232
Бощекуль 232, 243
Карабас 233
Каскырказган 232
Кенькудук 233
Кепчам 233
Коунрад 11, 12, 232, 234
Кушоки 233
Камчатская область
Воровское 11, 12
Нахичеванская АССР 105
Парагачай 105
Узбекская ССР
Балыкты 222
Дальнее 228
Кальмакыр 11, 12, 16, 223
Карбулак 222
Хакассия 246
Ипчульское 246
Сорское 12, 246
Румыния 301
Южный Банат 11, 301
США 255
Айо 255
Багдад 255
Бингем 11, 12, 20, 260
Гендерсон 255
Или 255
Касл-Дом 255
Квеста 255
Клаймакс 11, 12, 20, 264
Коппер-Ситиз 255
Майами 255
Минерал-Парк 255
Моренси 20, 262
Рей 255
Сан-Мануэль, Каламазо 22, 257
Саффорд 255
Юред 255
Чили 286
Ла-Диспутада 286
Ла-Экзотика 286
Рио-Бланко 286
Серра-Горда 286
Чукикамата 11, 12, 26, 286
Эль-Розарион 286
Эль-Сальвадор 11, 12, 286, 293
Эль-Теньенте (Браден) 11, 12, 26, 289
Югославия 301
Майданпек 11, 12, 301

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3
Введение 5

ГЛАВА I. **Основные черты геологии и минералогии штокверковых медно-молибденовых месторождений** 10

ГЛАВА II. **Медно-молибденовые месторождения СССР** 37

Месторождения и рудопроявления Армении (Малый Кавказ) 37
Основные черты геологического строения и металлогении Армении . . 37
Месторождение Каджаран 54
Месторождение Агарак 69
Месторождение Личк 75
Месторождение Айгедзор-Личквазское 79
Месторождение Арцваберд 82
Месторождения Анкасар и Казанличк 83
Месторождение Шикахох 86
Месторождение Дастакерт 92
Месторождение Варденис 98
Месторождение Анкаван 99
Месторождение Техутское 104
Месторождение Парагачай (Ордубадский рудный район, Нахичеванская АССР) 105
Минералогия медно-молибденовых руд 111
Минералы молибдена 114
Минералы меди 129
Минералы железа и мышьяка 149
Минералы селена и теллура 154
Минералы цинка и свинца 155
Минералы кремния 164
Минералы кальция, магния и железа 168
Глинистые минералы 178
Слюды 179
Минералы группы хлорита, эпидота и актинолита 181
Породообразующие минералы 182
О явлениях метаморфизма в медно-молибденовых рудах 184
Текстуры и структуры сульфидных и окисленных медно-молибденовых руд 186
Минеральные ассоциации в сульфидных и окисленных медно-молибденовых рудах 197
Гипогенные минеральные ассоциации 197
Гипергенные минеральные ассоциации 206
Качественная химико-минералогическая характеристика главнейших типов медно-молибденовых руд 209
Промышленные типы медно-молибденовых месторождений Армении . . 214
Некоторые практические задачи дальнейших поисково-разведочных работ на медно-молибденовое оруденение в рудных областях Армении 216

Стр.

Медно-молибденовые месторождения Средней Азии 221
Месторождение Кальмакыр 223
Месторождение Дальнее 228
Месторождения Казахстана 232
Месторождение Коунрад 234
Месторождение Бощекуль 243
Месторождения Хакасии 246
Месторождение Сорское 246

ГЛАВА III. **Главнейшие медно-молибденовые месторождения зарубежных стран** 252

Главнейшие месторождения США 255
Месторождение Сан-Мануэль, Каламазо 257
Месторождение Бингем 260
Месторождение Моренси 262
Месторождение Клаймакс 264
Главнейшие месторождения Мексики 271
Главнейшие месторождения Канады 272
Месторождение Эндако 275
Месторождение Бетлехем 277
Месторождение Бренда 279
Главнейшие месторождения Перу и Чили 280
Месторождения Перу 283
Месторождения Токепала 284
Месторождение Куахоне 284
Месторождение Кельявеке 285
Месторождение Серро-Верде 285
Месторождение Мичикилья 285
Месторождение Чили 286
Месторождение Чукикамата 286
Месторождение Эль-Теньенте 289
Месторождение Эль-Сальвадор 293
Главнейшие месторождения Монгольской Народной Республики 294
Месторождение Эрдэнтуин-Обо 294
Месторождение Цаган-Субурга 296
Главнейшие месторождения Народной Республики Болгарии 299
Месторождение Медет 299
Месторождение Елаците 300
Главнейшие месторождения Ирана 300
Штокверковые медно-молибденовые месторождения других стран 301

ГЛАВА IV. **Вопросы генезиса медно-молибденовых месторождений** . . . 302

Магматический фактор оруденения 304
Структурный фактор оруденения 306
Литологический фактор оруденения 308
Минералогический фактор оруденения 310
Об источнике рудообразующих элементов 316
Физико-химические условия минералообразования 317

ГЛАВА V. **Основы научного прогноза и методика поисковых и разведочных работ на медно-молибденовое оруденение** 321

Список сокращений 329
Список литературы 330
Предметный указатель 338
Географический указатель 340

СУРЕН АМБАРЦУМОВИЧ МОВСЕСЯН,
МАРИЯ ПРОКОФЬЕВНА ИСАЕНКО

Комплексные медно-молибденовые месторождения

Редактор издательства Л. Г. Рожкова. Технический редактор О. Ю. Трепенок.
Переплет художника В. А. Тогорицкого
Корректор В. И. Ионкина

Сдано в набор 15/II 1974 г. Подписано в печать 8/XII 1974 г. Т.-19182. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага № 2. Печ. л. 21,5. Уч.-изд. л. 24,77. Тираж 1200 экз. Зак. 4-477/4529—4. Цена 2 р. 72 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Харьковская книжная фабрика «Коммунист» республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, г. Харьков, ул. Энгельса, 11.

2 вуб 72 кол.

1898

ПРАГА-1974