

Ш.О. АМИРЯН А.С. ФАРАМАЗЯН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱՋՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ
ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՆ, ԳԵՈՔԻՄԻԱՆ
ԵՎ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

(ԶՈԴ, ՔԱՋԱՐԱՆ)



Ш. О. АМИРЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

(ЗОД, КАДЖАРАН)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1974

В работе приводятся результаты многолетних исследований по изучению минерального состава и геохимических особенностей руд Зодского золоторудного и Каджаранского медно-молибденового месторождений. Детально описываются различные типы руд, их структурно-текстурные особенности, а также последовательность развития гидротермальных процессов. Исследованиями установлены минеральные парагенезисы, наиболее важные в отношении концентрации главных и второстепенных элементов-примесей—рения, селена, теллура, золота, серебра, висмута, кадмия и др. Выявлены основные закономерности распределения рудообразующих и особенно редких элементов.

На основании выявленных закономерностей делаются выводы о комплексном использовании руд и направлении дальнейших научно-исследовательских и геологических работ.

Книга предназначена для геологов широкого профиля, минералогов, геохимиков, а также горняков, обогатителей и технологов.

ЗОДСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (Минералогия, геохимия и условия образования руд)

ВВЕДЕНИЕ

Роль благородных металлов в народном хозяйстве, в новейших отраслях науки и техники, а также в межгосударственных сношениях из года в год приобретает все более возрастающее значение. Поэтому усилие и умение геологов направлены на выявление новых объектов минерального сырья, содержащих благородные элементы. В последние годы золоторудные месторождения стали обнаруживать в таких районах и провинциях, которые ранее считались неперспективными в отношении золоторудной минерализации. В этом благородном деле значительными были успехи геологов Армении. За последние 15—20 лет был обнаружен ряд месторождений и проявлений золота с довольно высокими содержаниями благородных и редких элементов. Среди обнаруженных месторождений особое место занимает Зодское месторождение, открытое в 1951 году геологами треста «Кавзолоторазведка».

По металлогенической схеме И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1957, 1959), Зодское месторождение золото-сульфидных и золото-теллурических руд расположено в пределах Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоны, для которой характерна минерализация хрома, никеля, мышьяка, сурьмы, ртути, золота, серебра, висмута, теллура и других элементов. Отмеченная зона вытянута в СВ—ЮВ направлении, где вдоль глубинных разломов развивались интрузии основной и ультраосновной магмы. На различных отрезках зоны, по более поздним разломам внедрялись интрузии гранитоидов верхнетретичного возраста, с которыми связаны месторождения золота, полиметаллов, мышьяка, сурьмы и ртути.

Предлагаемая работа включает в себя результаты работ автора, проведенных с 1958 года по настоящее время. В ней учтены также данные, полученные другими исследователями по различным вопросам геологии рудного поля.

Собранный за 1958—1969 годы богатый фактический материал был обработан в ЧИГН АН Армянской ССР, ИМГРЭ, ЦНИГРИ и ВСЕГЕИ. При обработке материала применялись современные методы изучения руд и минералов. Отражательная способность минералов измерялась фотометрическим окуляром с оптическим клином И. С. Волинского и фотометрическим умножителем в ИМГРЭ и ЦНИГРИ, микротвердость измерялась в лаборатории ИМГРЭ на приборе ПМТ-3. Рентгенометрические анализы проводились в соответствующих лабораториях ИГН

АН Армянской ССР, ИМГРЭ и ЦНИГРИ. Микроспектральные анализы—в ИМГРЭ, ЦНИГРИ и ВСЕГЕИ. Спектральные, химико-спектральные и химические анализы проводились в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР, ЦНИГРИ, ИГН АН Казахской ССР. Пробирные анализы—в Центральной пробирной лаборатории Управления геологии Совета Министров Армянской ССР и Алавердского медеплавильного комбината. Активационные анализы произведены в Ревизионно-тематической экспедиции треста «Ташкентгеология» Министерства геологии Узбекской ССР.

Первые главы работы, содержащие данные о геологии, петрографии, тектонике, написаны по работам предыдущих исследователей, но в них также приведены некоторые дополнительные данные, полученные автором в течение проводимых исследований. Содержание остальных глав излагается на материале личных исследований автора с использованием данных, опубликованных теоретических и экспериментальных работ.

Результаты десятилетнего исследования сводятся к следующему:

1. Всесторонне и детально изучены строение рудных тел и их взаимоотношения, структурно-текстурные особенности руд. На основе собранного фактического материала разобрана последовательность рудообразования, доказано наличие шести последовательных стадий минерализации. Установлено место золота в общей последовательности рудообразования и главная промышленная ценность руд (для Au, Bi, Te и Ag) второй, третьей и четвертой стадий минерализации. Установлены формы нахождения золота в рудах.

2. Детально изучен вещественный состав руд:

а) минералогия, причем главное внимание было обращено на изучение первичных минералов и особенно на группу таких редких и трудно-определяемых минералов, какими являются теллуриды и сульфосоли. Микроскопическими наблюдениями с применением рентгенометрических, микроскопических, отчасти микрохимических, химических и спектральных и других методов в рудах впервые установлен ряд новых для месторождения минералов: тетрадимит, креннерит, сильванит, калаверит, гессит, пильзенит, вейссит, мелонит, колорадоит, самородный висмут, киноварь, колусит, буланжерит, бурнонит, геокронит, станнин, энаргит, люцонит, зелигманнит, леллингит, халькозин, раммельсбергит, смальтин, хлоантит, бравоит, ваэсит, блекеит, данхемит, эммонсит, золото (гипергенное), серебро, тенорит, валентинит, сенармонтит, кермезит, церуссит, смитсонит, пиролюзит, серицит, фуксит, эпидот, родонит, манганокальцит, арагонит, цеолиты, сидерит и другие. Впервые дается полное описание большинства минералов руд, с уточнением их диагностических признаков; б) химизм и в) геохимические особенности руд. При этом установлены закономерности распределения благородных, редких, цветных и черных металлов по типам руд, концентратам и отдельным минералам. Установлена форма нахождения элементов в рудах, их природные ассоциации и промышленная ценность.

3. Приведены новые данные по петрографии кислых пород, их роли в геологическом строении месторождения вообще и в рудообразовании в частности.

4. Приведены соображения о структуре месторождения, тектонике и последовательности развития геологических процессов.

5. Приводятся сравнительные данные о сходных месторождениях и представления о перспективности месторождения.

6. Приведены соображения об условиях образования месторожде-

ния (факторы локализации оруденения), представления о характере оруденения, связи оруденения с магматизмом, о возрасте, температуре и глубине рудообразования.

В ходе выполнения работы, автор получал ценные советы и консультации академиков АН Арм. ССР И. Г. Магакьяна, С. С. Мкртчяна и докторов геолого-минералогических наук И. С. Волынского, Н. Д. Синдеевой, Н. В. Петровской, Г. О. Пиджяна, Э. А. Хачатуряна и других, которым автор выражает свою глубокую признательность.

1. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. СТРАТИГРАФИЯ

Зодское золоторудное месторождение расположено в центральной части Севано-Ширако-Акеринской геосинклинальной зоны, в ядре антиклинальной складки, в строении которой принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы верхнего мела и палеогена, интродуцированные интрузивами кислого, основного и ультраосновного состава.

Геологический разрез месторождения представляется снизу вверх в следующем виде (рис. 1):

а) терригенно-вулканогенная толща нижнего сенона, представленная различными вулканогенными образованиями, сланцами, песчаниками, известняками и другими породами. Мощность толщи доходит до 800—1000 м;

б) осадочная толща верхнего сенона, налегающая на предыдущую трансгрессивно, с базальным конгломератом. Представлена эта толща известняками, мергелями, мергелистыми и песчанистыми известняками. Мощность этой толщи в различных частях различна и составляет 600—1000 м;

в) толща осадочных, туфоосадочных и вулканогенных пород эоцена, налегающая на известняки сенона трансгрессивно, местами с базальными конгломератами в основании. Мощность толщи непостоянная и составляет 100—150 м;

г) вулканогенная толща олигоцена (по новым данным миоплиоцена), налегающая на предыдущую толщу с угловым несогласием. Мощность ее составляет 200—250 м;

д) четвертичные наносные отложения.

а. Вулканогенно-обломочная толща нижнего сенона

Породы указанной толщи широко представлены в ядре размытой антиклинальной складки, особенно в северной части месторождения, а в виде останцев также и в других частях. Представлены они измененными хлоритизированными, карбонатизированными диабазовыми порфиритами и их пирокластолитами: туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфами и различными сланцами.

Для этой толщи характерно присутствие рифовых, мраморизированных известняков, часто представленных глыбовыми выходами и иногда быстро выклинивающимися пачками и линзами. Возраст толщи фаунистически определен как коньяк-сантонский (К. Н. Паффенгольц, 1948; С. Б. Абовян, 1961).

В последние годы Л. С. Меликян (1966) описанную толщу по ее геологоструктурному положению относит к среднеюрскому возрасту.

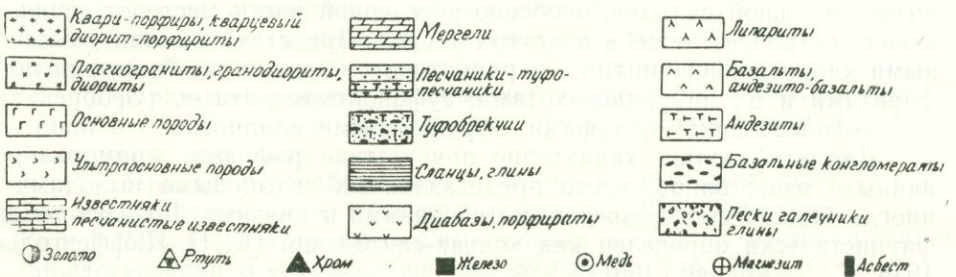
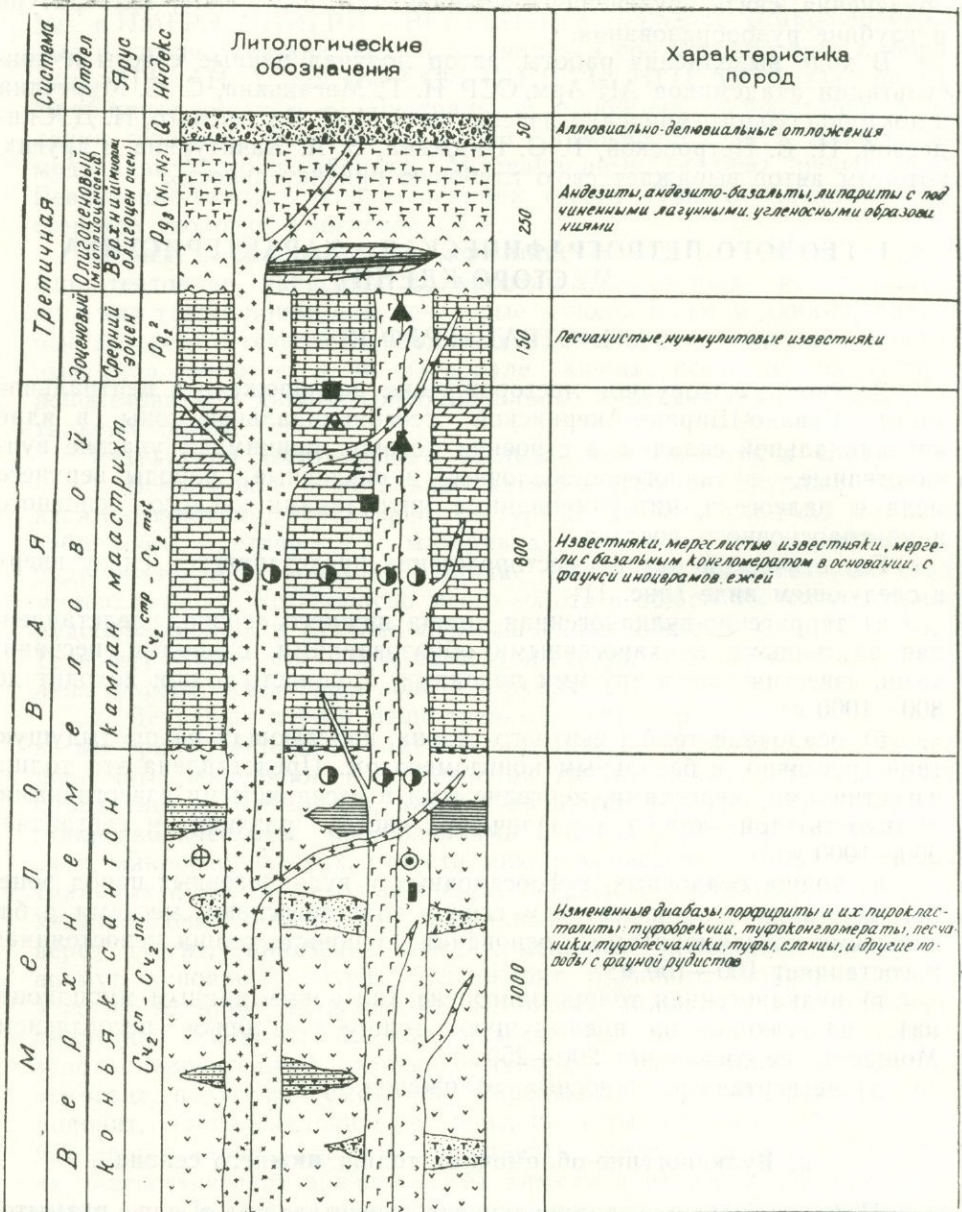


Рис. 1. Стратиграфическая колонка с показом приуроченности минерализации к отдельным породам.

С. Б. Абовян (1961) среди этой толщи выделяет три комплекса пород:

- а) диабазы и порфириты с подчиненными прослоями туффов, туфопесчаников и глинисто-кремниевых сланцев,
- б) туфоконгломераты и туфобрекчии,
- в) туфопесчаники.

Наиболее широким развитием пользуются диабазы и порфириты, меньшим—туфоконгломераты и туфобрекчии и еще меньшим туфопесчаники.

Диабазы—плотные, среднезернистые породы серого или зеленоватого цвета. В основном они хлоритизированы и карбонатизированы.

Под микроскопом порода состоит из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, кварца, хлорита и карбоната. Из рудных минералов присутствуют пирит и магнетит. Структура породы офитовая.

Порфириты представлены плагиоклазовыми, роговообманковыми, миндалекаменными разностями. Состоят они из плагиоклаза (лабрадор), моноклинных пироксенов, роговой обманки, кварца, эпидота, карбоната, хлорита и рудного минерала. Породы сильно изменены, как и диабазы в контакте с интрузивами рассланцованы. Структура породы порфировая с микрокристаллической основной массой.

Туфоконгломераты и туфобрекчии состоят из обломков диабазов, порфиритов, сцементированных хлоритовым, карбонатным веществом. Размер обломков доходит до 2—5 см. Состоят они из плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки и рудных минералов.

Туфопесчаники макроскопически среднеобломочные и иногда мелкозернистые породы серого цвета. Встречаются небольшими выходами среди пирокластических образований. Под микроскопом имеют кристаллически-псамитовую структуру.

Состоят из обломков плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Цемент пелитовый, хлоритовый. Из вторичных минералов присутствуют карбонат и эпидот. Карбонат часто образует тонкие прожилки.

Сланцы развиты в основном у истоков реки Сейдляр. Представлены они кварц-слюдяными, кварц-гранат-слюдяными, кварц-биотит-полевошпатовыми разностями. Все они размещены в толще нижне-сенонских вулканогенных пород и на основании их взаимоотношений и минералогического состава можно предположить, что метаморфические сланцы образованы за счет пород сенонской толщи и интродуцировавших ее интрузий.

Макроскопически они тонкозернистые породы серого, черного, зеленоватого, фиолетового и красноватого цветов, со слоистой текстурой.

В минеральном составе сланцев участвуют кварц, эпидот, полевые шпаты, слюды, гранат, роговая обманка, пелитовые частицы, хлорит, карбонат. Карбонат и кварц часто образуют прожилки. Очень часты в них выделения окислов и гидроокислов железа. Структура пород катакластическая. В этой толще встречаются мраморизованные рифовые известняки белого цвета, которые сложены из карбоната и содержат остатки микроорганизмов.

6. Карбонатная толща верхнего сенона

Известняки, мергелистые и песчанистые известняки и мергели кампан-маастрихтского возраста налегают на толщу нижнего сенона с базальным конгломератом в основании. Обнажаются они на юге, юго-востоке и севере месторождения, составляя крылья антиклинальной

складки с азимутами падения $180-200^\circ$ и со средним углом падения 50° ($45-60^\circ$) для южного крыла и $0-20^\circ$ с углом падения $55-60^\circ$ для северного крыла.

Верхнесенонский возраст этой толщи впервые был обоснован К. Н. Паффенгольцем (1934, 1948) на основании характерной для кампан-маастрихта фауны.

Мощность базального конгломерата составляет 8—10 м. Гальки в них представлены полевошпатовыми туфами, диабазами, порфиритами, рифовыми известняками и ультрабазитами. Размер галек доходит до 5 см в поперечнике, преобладают мелкие, все хорошей окатанности. Цемент песчанистый и карбонатный. Для конгломератов характерна матрацевидная и шаровая отдельность. Они очень часто пронизаны прожилками гидроокислов железа.

На конгломератах залегают карбонатные породы, представленные ясно слоистыми, сильно трещиноватыми известняками и мергелями серого, светло-серого и розового цветов. Карбонатная толща начинается мергелями и мергелистыми известняками. Под микроскопом они состоят из пелитоморфной, мергелистой массы и остатков микроорганизмов. В них очень часто встречаются прожилки кальцита и нередко кварца с рудными минералами.

в. Песчанисто-карбонатная толща эоцена

Выше по разрезу, над сенонскими карбонатными породами, с угловым несогласием, залегают эоценовые песчанистые известняки, обнажающимися на юго-западном фланге рудного поля, между сс. Зод и Инакдаг. Представляют собой сильно песчанистые, грубослоистые породы темно-серого, желтовато-серого цвета, с фауной нуммулитов и пектенид. Под микроскопом известняки состоят из обломков кварца и карбоната, сцементированных глинисто-известняковым тонкозернистым материалом.

г. Вулканогенные породы миоплиоцена (олигоцена)

Породы миоплиоценового возраста развиты в районе села Зод и Зодского перевала, на южном крыле антиклинальной складки. Представлены они липаритами, базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, липарито-дацитами, дацитами и их пирокластолитами с прослойками и линзами песчано-глинистых, мергелистых, угленосных лагунных образований.

Возраст этой толщи определен К. Н. Паффенгольцем (1934, 1948) в бассейне р. Тертер, где вулканогенные породы перекрываются толщей туфогенных пород с прослоями известняков, содержащих нуммулитовую фауну верхнеолигоценового возраста. А. А. Габриелян (1959) приписывает ей нижнеплиоценовый возраст, а А. Т. Асланян (1958) и П. Л. Епремян—миоплиоценовый.

Указанная толща с угловым несогласием залегает на размытой поверхности среднеэоценовых или сенонских образований и падает на юго-запад под углом $15-20^\circ$. В районе Зодского перевала она непосредственно залегает на сенонских отложениях.

В основании толщи залегает пластообразное тело липарита мощностью 1,5—15 м. Оно с перерывами прослеживается на расстоянии 2,5—3 км.

Макроскопически липариты сильно измененные породы светло-серого, желтовато-белого цвета. Структура породы порфирировая. Порфиновые выделения представлены выделениями плагиоклаза, кварца и биотита. Структура основной массы приближается к псевдосферолитовой, мезостазис псевдосферолитов скрыто-кристаллический, обогащенный рудным минералом.

Состав фенокристаллов: плагиоклаз (0,6—4,5 мм), биотит (0,8—2,5 мм), кварц (0,5—1 мм), рудный минерал (до 1 мм). Пустотки в породе выполнены карбонатом, хлоритом и кварцем. Выше липаритов, на размытой поверхности его залегают угленосные глинистые отложения, а затем туфобрекчии, андезиты, андезито-базальты и андезито-дациты.

Андезиты представляют собой измененную породу серого, фиолетового цветов. В минералогическом составе участвуют плагиоклаз, пироксен, биотит, кварц, роговая обманка. Структура породы порфирировая. Структура основной массы гиалопилитовая, иногда пилотакситовая.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом (1—2,5 мм), пироксеном (1,5—2 мм), роговой обманкой (1—1,5 мм), кварцем (2—3 мм). Соответственно с этим различаются пироксеновый, роговообманковый, плагиоклазовый андезит и т. д. Плагиоклаз представлен андезином. Из вторичных и акцессорных минералов встречаются хлорит, карбонат, серицит, апатит и рудный минерал.

Базальты—рассланцованные, мелкозернистые плотные породы темно-серого цвета. Структура породы порфирировая. Структура основной массы меняется от поликристаллической до микродолеритовой. В основной массе плагиоклаза больше, чем пироксена и рудного минерала. От фенокристаллов остались сильно измененные (карбонатизированные, хлоритизированные) реликты, иногда обладающие формами оливины.

Липарито-дациты сиренево-серые, светло-серые плотные породы. В минералогическом составе вкрапленников участвуют плагиоклаз, амфибол, биотит и редко кварц. Среди них преобладает плагиоклаз. Размер вкрапленников составляет 0,2—2 мм. Плагиоклаз представлен андезином. Биотит—характерный минерал липарито-дацитов, который представлен листочками с резко проявленным плеохроизмом. Амфибол образует призматические выделения и представлен обыкновенной роговой обманкой. Структура породы порфирировая.

Основная масса стекловатая, отчетливо флюидальная. Нередко встречаются микролитовая и сферолитовая структуры. Стекло кислого состава.

Андезито-дациты и дациты представляют собой породы серого, темно-серого и светло-серого цветов с порфирировой структурой. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор), амфиболом, пироксеном, биотитом и кварцем. Количество вкрапленников составляет 5—10%. Плагиоклаз имеет зональное строение. В средней части он представлен лабрадором, а на периферии андезином. Амфибол представлен роговой обманкой, а пироксен—гиперстеном.

Структура основной массы гиалопилитовая с переходом к микронолитовой. В основной массе присутствуют стекло, микролиты плагиоклаза и мелкие зерна кварца.

д. Новейшие образования

Современные образования широко развиты в долинах рек и в Мазринской равнине. Представлены они аллювиально-делювиальными отложениями, сложенными галечниками, галечно-щебневыми и песчано-глинистыми материалами.

В Мазринской равнине, за пределами месторождения, развиты озерные и болотные отложения. Аллювиально-делювиальные отложения содержат значительное количество золота, особенно в долинах, прилегающих к месторождению с юга, юго-запада (р. Сот) и севера, северо-востока (р. Сейдляр). Часть из этих россыпей в древности являлась объектом добычи золота, о чем свидетельствуют гребнеобразные и тумбообразные формы микрорельефа, сложенные отвалами промывки золота.

2. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Район Зодского месторождения и сопредельные территории в альпийскую орогеническую эпоху являлись ареной интенсивных дисъюнктивных и пликтивных дислокаций, в которой в последовательные этапы развития внедрялись породы основной и ультраосновной формации, затем умеренно кислые гранитоиды и еще позже малые интрузии и жильные тела диорит-порфирита, кварцевого диорит-порфирита и гранит-порфира. Из указанных пород в районе широкое развитие имеют породы ультраосновной и основной формации, которые представлены в виде самостоятельных массивов (Шоржинский, Джил-Сатанахачский, Инакдагский) в сопровождении более мелких сателлитовых выходов. Площадь выходов крупных массивов колеблется от одного до десятков квадратных километров.

Один из крупных массивов (Инакдагский) обнажается в районе Зодского месторождения и, протягиваясь в широтном, северо-западно-восточном направлении, переходит в пределы Азербайджанской ССР.

Инакдагский массив сложен главным образом перидотитами с подчиненными участками дунитов, пироксенитов и габбро.

Последовательность образования пород, по С. Б. Абовяну (1961), представляется в следующем виде. Самыми ранними являются перидотиты с шлировыми включениями дунитов. За ними следуют дайкообразные тела дунитов, секущие как перидотиты, так и шлировые выделения дунитов. Позднее выделяются габброидные породы, а еще позже—пироксениты и плагиоклазиты, которые, по автору, являются жильными фациями ультраосновных и основных пород. По К. Н. Паффенгольцу (1941, 1948), на протяжении всей полосы офиолитового пояса указанные породы не отделены друг от друга и связаны между собой взаимными переходами, на основании чего считаются глубинными дифференциатами одной ультраосновной магмы, среди которых гипербазиты являются представителями более ранней фазы единого интрузивного цикла.

Иной точки зрения придерживается С. А. Паланджян (1965, 1966, 1969). На основании изучения петрографических и петрохимических особенностей он приходит к выводу о том, что ультраосновные породы являются продуктами не дифференцированной гипербазитовой магмы, а габбро, лейкократовые габбро и плагиограниты являются самостоятельной группой интрузий, которые образовались в результате деятель-

ности дифференцированной габбровой магмы и с которыми связаны свои ультрабазиты.

Факты пересечения, прорывания гипербазитов габбровыми породами наблюдаются повсеместно, как на поверхности, так и в горных выработках. Таким образом, отмечается несколько более позднее по отношению к ультраосновным породам внедрение габбровой магмы.

а. Ультраосновные породы

Дуниты имеют очень незначительное развитие. Представлены небольшими неправильными шлировыми телами среди перидотитов.

Дуниты плотные, мелкозернистые породы темно-зеленого цвета, с матовым блеском, раковистым изломом. Большей частью серпентинизированы. Серпентинизированная поверхность дунитов гладкая и приобретает зеленовато-желтый цвет.

В минералогическом составе участвуют главным образом антигорит, хризотил, оливин (в свежих разностях), хромшпинелиды, магнетит, хлорит.

Структура породы петельчатая и решетчатая, эти структуры связаны с развитием хризотила и антигорита за счет оливина.

Перидотиты среди ультраосновных пород распространены наиболее широко. Представляют темные серовато-черные, зеленоватые породы, с темно-бурой поверхностью выветривания. В свежем изломе наблюдаются плоскости спайности пироксена.

В минеральном составе пород участвуют: оливин, моноклинный и ромбический пироксен (соответственно чему выделяются лерцолиты и гарцбургиты), хризотил, антигорит, хромшпинелиды, магнетит и в незначительных количествах хлорит и карбонат.

Мало серпентинизированным разностям свойственны гипидиоморфнозернистые, пойкилитоподобные структуры, а серпентинизированным разностям—петельчатая. Сильно измененные перидотиты переходят в тальково-магнезитовую породу.

Пироксениты также представлены незначительными шлироподобными, жилообразными телами в массиве перидотитов.

Макроскопически крупнозернистые породы, зеленовато-серого, темно-зеленого цвета. Под микроскопом сложены из ромбического и моноклинного пироксенов (чаще из ромбических), размер выделений которых доходит до 4—5 см, оливина (в незначительных количествах) хризотила, антигорита, хромшпинелидов и магнетита.

Структура породы пегматоидная, панидиоморфнозернистая, у измененных разностей—петельчатая.

б. Основные породы

Габбро представляют обширную группу пород офиолитового пояса Закавказья. На месторождении имеют повсеместное распространение. По минералогическому составу выделяются разновидности: авгитовое, роговообманковое, габбро-нориты, габбро-перидотиты, оливинное габбро и анортозиты.

Макроскопически представляют средне- и крупнозернистые породы светлых и темных оттенков в зависимости от количества темноцветных компонентов.

Изменения в габбровых породах выражаются карбонатизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, серицитизацией и пренитизацией.

В минералогическом составе оливинового габбро участвуют плагиоклаз, пироксен, оливин, серпентин, хромшпинелиды и магнетит. Структура такого габбро гипидиоморфно-неравнозернистая, с переходом в панидиоморфную.

Роговообманковое габбро крупнозернистые, массивные породы с пегматоидной структурой. Минералогический состав: плагиоклаз (№ 65, 70), роговая обманка. Последняя более идиоморфна, чем плагиоклаз, сильно плеохрончна. По ней развиваются хлорит и серицит. Плагиоклаз полисинтетически двойникован, двойниковые полосы довольно широкие. По плагиоклазу развиваются карбонат, хлорит и серицит.

В габбро-норитах, наряду с плагиоклазом (№ 70, 75) и моноклинным пироксеном, присутствует также ромбический. Плагиоклаз в габбро-норитах сильно изменен и превращен в бурую, непросвечивающуюся пелитоморфную массу с развитием эпидота и серицита. Моноклинный пироксен представлен авгитом, который карбонатизирован, хлоритизирован и серицитизирован. Ромбический пироксен относительно свежий. Структура породы габбровая.

Из всех разновидностей габбро наиболее широко распространены плагиоклаз-пироксеновые. Пироксен в основном представлен авгитом и иногда диопсидом.

Среди габбровых пород очень часто наблюдаются прожилкообразные и жилородоподобные тела плагиоклазитов, которые представляют собой серовато-белую, среднезернистую, плотную породу. Такие породы под микроскопом сложены главным образом из плагиоклаза, иногда с примесью пироксена. Из вторичных минералов развиты эпидот, серицит, клиноцоизит, карбонат и кварц. Нередко с такими телами связаны включения пирита, халькопирита и пирротина.

Описанные разности габбро связаны между собой постепенными переходами, лишь роговообманковые и лейкократовые габбро кажутся прорывающими и более поздними.

в. Средние и кислые породы

Производные гранодиоритовой магмы на месторождении имеют незначительное развитие. Представлены они небольшими штокообразными выходами и дайковыми телами, сложенными плагиогранитами, кварцевыми диоритами, микродиоритами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами и кварц-порфирами.

Среди гранитоидных пород исследуемого района выделяются продукты двух интрузивных циклов: эоценового и олигоцен-миоценового, связанных с различными этапами развития геосинклинальной зоны. Первый интрузивный цикл связан с этапом складчатости, с инверсией геосинклинали, а второй—с поздними—конечными этапами развития зоны, в связи с поздними прогибами, разломами и т. д.

Гранитоиды прорывают все породы и производят ороговикование, скарнирование и мраморизацию последних.

Эоценовый возраст части гранитоидных пород определяется прорыванием ими отложения фаунистически датированного эоцена и нахождением гальки этих пород в базальных конгломератах олигоцена (О. А. Саркисян, 1959). Оligocen-миоценовый возраст остальной части гранитоидов определяется прорыванием эоценовых гранитоидов олигоценовыми и данными абсолютного возраста.

Плагииграниты вскрываются в нескольких пунктах: на левом борту долины р. Сейдляр, к северо-западу поселка, в бассейне р. Тигранaget. В верховьях р. Тигранaget гальки плагиигранита и плагиигранит-порфира находятся в кварцевом диорит-порфирите. По составу среди ксенолитов различаются следующие разновидности: роговообманковые, слюдяные и аляскитовые. Макроскопически это средне-крупнозернистые породы светло-серого цвета с массивной текстурой.

Ксенолиты со сглаженными углами, и при ударе свободно отделяются от вмещающих пород. Размер ксенолитов доходит до 20—25 см в поперечнике.

По минеральному составу и структуре они относятся к плагиигранит-порфирам и плагиигранитам. Под микроскопом плагиигранит-порфиры имеют порфировидную структуру, местами с микролитовой основной массой, а местами с микропризматической.

Порфиновые вкрапления представлены: плагиоклазом—30%, кварцем—5—7%, калишпатом—5%, мусковитом—2—3%, клиноцоизитом—2%. Основная масса (50—55% общей массы породы) состоит из плагиоклаза (20%), кварца (30%), калишпата (5%) и мусковита. Плагиоклаз по составу относится к альбиту.

У плагиигранита структура гипидиоморфно-зернистая, крупнозернистая. В минералогическом составе участвуют плагиоклаз (40—45%), кварц (20—25%), калишпат (5—10%), эпидот-клиноцоизит (10%), плагиоклаз по составу относится к альбиту. Кристаллы альбита идиоморфны и разрезаются кварцем. По нему развивается серицит и эпидот.

Кварц в виде ксеноморфных выделений, с волнистым угасанием. Редко в виде пойкилитовых вростков в плагиоклазе. Калиевый полевой шпат разрезает зерна плагиоклаза, слабо пелитизирован. Из акцессорных минералов встречаются циркон и рудный минерал. В роговообманковых разностях, кроме указанных минералов, в незначительном количестве, встречается и роговая обманка.

Диоритовые и кварц-диоритовые породы развиты в нескольких пунктах: в районе вершины Тигранасар, в верховьях р. Тигранaget и севернее Зодского перевала, в последнем пункте они представлены микродиоритами. Представлены штокообразными и дайковыми телами небольших размеров (до 1 км²). На месторождении они прорывают верхнесенонские породы. Сложены диорит-порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами.

Кварцевые диорит-порфириты мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета. Под микроскопом структура их микрозернистая-диоритовая, порфировая, с мелкозернистой диоритовой основной массой.

Порфиновые выделения представлены роговой обманкой (30—35%) и плагиоклазом (20%). Основная масса составляет 50% от общей массы и сложена из кварца (20%), калишпата (5%), хлорита и карбоната (25%).

В этих породах встречаются ксенолиты плагиигранитов и нижнесенонских порфиритов. На контакте с этими породами вмещающие их породы ороговикованы и окварцованы.

Диорит-порфириты развиты в районе г. Тигранасар. Макроскопически темно-серого, серого цвета, мелко-среднезернистые породы с плитчатой, столбчатой отдельностью. В одном случае они вскрываются в виде штокообразного, оваловидного выхода, где столбчатая отдельность веерообразно, радиально отходит от вершины по сторонам, а в

центральной части столбы вертикальны. Форма отдельностей трапецеэдральная, треугольная, параллелепипедальная и прямоугольная.

Под микроскопом структура порфировая с мелкозернистой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, роговой обманкой и ромбическим пироксеном (энстатитом).

Основная масса сложена из плагиоклаза, хлорита и рудного минерала. Из аксессуарных присутствуют магнетит, очень мало кварца.

Вторичные процессы выражаются эпидотизацией, хлоритизацией и серицитизацией.

Кварцевые порфиры представлены в виде дугообразной дайки, выступающей на различных горизонтах месторождения. На поверхности обнажаются на южном склоне вершины с отметкой 2549 м на Центральном участке, и к северо-западу от Зодского перевала. Другая маломощная дайка близширотного простирания обнажается на левом склоне р. Тигранасар, у шт. 64. Главный выход имеет длину 800—1200 м при мощности 7—8 м, с азимутом падения 75—80° под углом 75—80°. Мощность дайки с юга на север возрастает. На южном продолжении она заворачивает на запад и через 50 м снова приобретает близмеридиональное простирание и скрывается под делювиальными отложениями.

Вмещающими дайку породами являются габбро, а в горных выработках также ультрабазиты и порфириты, которые в контактовых частях более сильно хлоритизированы, эпидотизированы и рассланцованы. Породы дайки различными системами трещин, особенно продольными и поперечными, разбиты на отдельные плиты, а в приконтактных частях более темны и ожелезнены.

В средних частях и у северного конца меридиональная дайка сечется кварцево-рудной зоной с сульфидными жилами и прожилками. В отдельных случаях оруденение в виде жил развивается по зальбандам широтной дайки. В ней наблюдаются гнезда, линзы и столбы руд, приуроченные к пересечениям разноориентированных структур. Особенно хорошо это наблюдается у северного конца меридиональной дайки.

Кварцевые порфиры макроскопически представляют собой плотную, кремового цвета породу, с порфировой структурой. На фоне сильно измененной основной массы выделяются идиоморфные зерна пирамидального прозрачного кварца.

Порфировые выделения представлены кварцем, мусковитом, нацело измененным полевым шпатом. Основная масса микролитовая с фельзитовой структурой. Она состоит из хлорита, полевого шпата и других продуктов изменения. Порода серицитизирована и каолинизирована. В ней наблюдаются ксенолиты всех пород месторождения.

Микродиорит-порфириты представлены жилообразными и изометрическими телами. По простиранию прослеживаются они на расстоянии 25—35 м при мощности 0,2—2 м. Микродиорит-порфиритовые дайки приурочены к широтным и меридиональным структурам с северным, вертикальным и восточным падением. Преобладают широтные. Это плотные мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета.

Структура породы микролитовая, с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Плагиоклаз относится к андезину. Он пелитизирован и пренититизирован. Пироксен представлен диопсидом, который хлоритизирован. Вмещающие породы на контакте дайки слабо рассланцованы и изменены.

Гранитоидные породы в отношении оруденения являются дорудными. Они являются более молодыми образованиями и связаны с поздними-конечными этапами геологического развития данной геосинклинальной области. Огромна их роль в металлогении этой зоны вообще

и в золотоносности в частности. Их структурные, геологические, пространственные, возрастные и химические особенности дают основание предположить, что колчеданная, полиметаллическая, сурьмяная, ртутная, мышьяковая и золоторудная минерализации находятся в тесной парагенетической связи с ними.

3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Кроме осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, в геологическом строении месторождения незначительное участие принимают также метаморфизированные породы. Представлены они серпентинитами, кварц-карбонатными породами (лиственитами), роговиками и различными сланцами (роговообманковыми, роговообманково-слюдяными, кварц-слюдяными, гранат-слюдяными).

Серпентиниты имеют повсеместное развитие. Тонкозернистые, плотные породы темно-зеленого, желто-зеленого и темно-сине-зеленого цветов, с жирным блеском. Очень часто имеют сланцеватое строение. Структура породы петельчатая, сложнопетельчатая, паналлотриоморфная.

Серпентиниты состоят из антигорита, хризотила, иногда из бастита. Хризотил образует петли, прожилки, а антигорит заполняет промежутки прожилков и развивается внутри петель. Кроме разновидностей серпентина, присутствуют также хлорит, карбонат, магнетит и хромит.

Кварц-карбонатные породы (листвениты) на месторождении имеют широкое распространение, находясь в породах основной и ультраосновной формации, особенно вдоль тектонических зон разломов, образуя вытянутой формы тела. Представляют собой плотные, трещиноватые, мелкозернистые породы светло-бурого, желто-бурого, буро-коричневого цветов, состоящие существенным образом из кварца и карбоната. Карбонат представлен брейнеритом, кальцитом и доломитом.

Кварц имеет разнообразные формы выделений. Очень часто порода прорезана тонкими прожилками кварца или карбоната более поздней генерации. Под микроскопом структура породы брекчиевидная, реже неравнозернистая, петельчатая. Часто в них встречаются вкрапленники сульфидов, иногда слюды. Последние говорят о генетической связи растворов, вызвавших лиственитизацию, с кислыми интрузиями. Золото-сульфидная минерализация, в основном развивается по зонам лиственитизированных пород, которые по своим физико-механическим свойствам являлись благоприятной средой для отложения руд. Различные мнения о происхождении лиственитов приводятся в работах Ш. Х. Азизбекова и М. А. Кашкая (1939), Г. С. Арутюняна и Г. С. Саркисяна (1967, 1968).

Амфиболиты имеют незначительное развитие. Химизм и взаимоотношение с габбро дают основание считать их результатом метаморфизма последних.

Макроскопически амфиболиты мелкозернистые, плотные породы, серого, серо-зеленоватого цвета, с полосчатой текстурой, что обусловлено чередованием темных и светлых полосок, состоящих из роговой обманки и плагиоклаза.

Сланцы развиты в основном у истоков рр. Сейдляр и Тигрангет. Представлены кварц-слюдяными, кварц-гранат-слюдяными, кварц-биотит-полевошпатовыми разностями. Все они размещены в толще нижнесенонских вулканогенных пород. Это тонко- и мелкозернистые

породы темного, бурого, серого, фиолетового, зеленоватого и красноватого цветов. Имеют слоистую текстуру.

Роговики широким распространением пользуются в районах развития диорит-порфиритовых интрузивных пород. Особенно много их на участке Тигрансар, где они образовались за счет порфириров нижнесенонской толщи.

Это тонкозернистые, очень плотные и крепкие породы черного и темно-серого цветов, которые вблизи широтных разломов несколько осветлены. По-видимому, ороговикование порфириров происходило под воздействием диоритовой интрузии, а затем предрудным и рудным гидротермальным метаморфизмом.

II. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По характеру тектонических форм, интенсивности проявления и истории развития тектоно-магматических процессов и металлогении территория республики делится на ряд тектонических зон и структурно-металлогенических поясов. Район Зодского месторождения входит в Севано-Акеринскую геосинклинальную зону, которая, по А. А. Габриеляну (1959), представляет дугообразный прогиб, расположенный в зоне глубинного разлома, чем и объясняются многие особенности ее геологического строения—довольно широкое развитие интрузивного и эффузивного вулканизма (особенно основного и ультраосновного состава), большая мощность заполняющих ее отложений, эндогенная минерализация, широкое развитие узких линейных складок, разрывных нарушений, линейная вытянутость интрузивных тел и т. д.

Время образования этой зоны считается альб-верхний мел, так как альбские отложения в ней трансгрессивно залегают на палеозойских образованиях.

Слагающие зону породы в пределах рудного поля образуют следующие структурные ярусы: домеловой, нижнесенонский, верхнесенонский, эоценовый и миоплиоценовый.

В слагающих ярусы породах наблюдаются стратиграфические, угловые, азимутальные несогласия и перерывы. Среди указанных пород размещены различные по составу и возрасту интрузивные и жильные образования, с которыми связаны месторождения и проявления хрома, магния, меди, никеля, золота, сурьмы, ртути и других элементов.

Севано-Акеринская зона в течение юры, мела и палеогена имела геосинклинальные тенденции развития. В эоцене-олигоцене она вступает в геоантиклинальную стадию развития. В ранние этапы складчатости формируются первые пликативные структуры с северо-западным простираием, с которыми связано внедрение интрузивных тел основной формации и некоторой части гранитоидов.

В олигоцене-миоцене, в связи с инверсией и общим поднятием зоны окончательно формируются линейно-вытянутые изоклинальные складки и образуются разрывы, по которым внедряются малые тела умеренно кислых гранитоидов. В парагенетической связи с последними находится минерализация золота, сурьмы, мышьяка и других элементов.

Зодское месторождение приурочено к антиклинальной складке, которая начинается западнее с. Шоржа, прослеживается на восток и уходит в пределы Азербайджанской ССР. Крылья этой складки сло-

жены верхнемеловыми (верхнесенонскими) и третичными отложениями с азимутами падения: $180-210^\circ$ под углом $55-60^\circ$ и $0-30^\circ$ под углом $35-45^\circ$. В ядре складки обнажаются нижнесенонские отложения и интрузивные породы габбро-перидотитовой и гранодиоритовой формаций.

Породы верхнесенонского и третичного структурных ярусов размыты и рудные тела находятся в породах нижнесенонского структурного яруса.

Южнее указанной антиклинальной складки, параллельно ей, проходит другая антиклинальная складка меньших размеров. Между этими антиклинальными складками проходит узкая синклиналь, которая со второй антиклинальной складкой сложена верхнесенонскими, эоценовыми и миоплиоценовыми отложениями. В ядре второй антиклинали местами вскрываются нижнесенонские образования.

В поздние—конечные этапы развития Севано-Акеринской зоны, в связи с поздними прогибами и глубинными разломами, внедряются экструзивные тела, сложенные породами дацитового, липарито-дацитового и андезито-дацитового состава и происходит излияние лав андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых порфиритов их туфов и туфобрекчии. Образованные в этот период разрывы имеют от широтного до меридионального направления.

С позднескладчатыми движениями связано также образование постдайковых дизъюнктивных нарушений, пользующихся на месторождении значительным развитием. По характеру среди них выделяются структуры разрыва и скола. Среди сколовых нарушений по характеру смещения выделяются сбросовые, сбросо-сдвиговые и сдвиговые, преобладают сдвиговые и сбросо-сдвиговые. Амплитуда смещения в таких нарушениях обычно небольшая и составляет первые десятки метров. Образование постдайковых структур сопровождалось дроблением пород и их предрудной лиственитизацией. На центральном участке месторождения выделяются несколько зон дробления пород со своими ответвлениями.

Наличие многочисленных плоскостей перемещения в этих зонах в сопровождении продуктов дробления и перетирания значительной мощности указывает на неоднократность проявления тектонических напряжений, фиксируемых сериями взаимопересекающихся многочисленных трещин с весьма изменчивой мощностью. Породы, заключенные между этими плоскостями, подверглись неоднократному раздавливанию и дроблению, а местами превращены в перетертую брекчиевидную массу.

Структуры вышеописанного характера хорошо наблюдаются почти во всех горных выработках. Они по мощности весьма изменчивы (колебания от единиц до нескольких десятков метров). Зоны дробления, в том числе сдвиговые и сбросо-сдвиговые нарушения, в основном имеют широтное, северо-западное простирание ($275-290^\circ$), вертикальное и близвертикальное падение ($85-90^\circ$)—различные стороны, с преобладанием в северные румбы, и с перерывами прослеживаются до нескольких километров. Их ответвления простираются по азимуту СВ $15-25^\circ$, ЮЗ— 195° и СЗ $310-320^\circ$, ЮВ $130-140^\circ$ с крутым падением на СЗ, ЮВ, ЮЗ и СВ.

Вдоль зон дробления довольно сильно сказывается влияние постмагматической деятельности, выражающееся в образовании кварц-карбонатных пород, особенно среди массивов ультраосновной и основной формации, и импренировании рудных минералов. Многократность проявления трещинообразования в рудный период обусловила многостадийность рудоотложения.

Трансгрессивное, несогласное (иногда угловое и азимутальное несогласие) залегание различных толщ друг на друге, колебание мощностей и фациальные различия в толщах пород на весьма близких расстояниях, а также перерывы в отложении пород свидетельствуют о многократных проявлениях складчатых и колебательных движений, имевших место в течение всего периода геологического развития исследуемого района.

По К. Н. Паффенгольцу, из наиболее крупных орогенических фаз, имевших решающее значение для описываемой зоны, является верхнеэоценовая (пиренейская фаза), в результате которой были оформлены основные структурные единицы исследуемой области. Окончательное поднятие и консолидация зоны происходит в олигоцен-миоцене. В результате этих орогенических движений вся область превращается в горную систему и подвергается интенсивному размыву.

Зодское месторождение приурочено к породам нижнесенонского структурного яруса, обнажающихся в ядре антиклинальной складки северо-западного простираия. На крайнем западном фланге месторождения рудоконтролирующие структуры разрывного характера захватывают также породы верхнесенонского структурного яруса. Антиклинальная структура являлась наиболее благоприятным в структурном отношении местом для локализации структур, а впоследствии и оруденения. Это связано с приуроченностью к ней интрузивных тел габбро-диоритовой и гранодиоритовой магмы и разрывных нарушений близширотного и близмеридионального направлений, являющихся рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами.

Участок месторождения является наиболее приподнятой частью Севано-Акеринской зоны, где породы нижних структурных ярусов находятся на более высоких гипсометрических уровнях, а отложения высших структурных ярусов характеризуются минимальными мощностями.

Орогенные и посторогенные тектонические движения привели к нарушению сплошности пород, слагающих участок месторождения, и образованию разрывных нарушений, по которым внедрялись дайки, а за ними образовались зоны дробления пород, а еще позже, кварцеворудные жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Изучение взаимоотношений между дайками, рудоносными и пострудными структурами позволяет выделить дайковый, гидротермальный и пострудный этапы развития месторождения. Каждый из выделенных этапов в отдельности характеризуется определенным типом и интенсивностью проявления тектонических напряжений и нарушений.

Дайковый этап развития месторождения характеризуется внедрением даек диорит-порфирита, кварцевого диорит-порфирита и кварц-порфира. Преобладающее направление простираия даек совпадает с простираием пликативных структур, за исключением одной дайки кварцевого порфира, развивающейся в направлении поперечной оси антиклинальной складки.

Дайки диорит-порфирита и кварцевого диорит-порфирита по простираию прослеживаются до 200—300 м.

Морфологические признаки этих даек и вмещающих их структур (непрямолinéйные контакты, небольшая вытянутость по простираию, тупое выклинивание, отсутствие следов перемещения вдоль контактов) говорят в пользу разрывного характера отмеченных структур, являющихся продольными по отношению оси складки.

Другое направление трещин, по которому развивались даечные образования—поперечное. Правда, хотя на месторождении известна лишь одна крупная дайка кварцевого порфира, развивающаяся в этом направлении (кроме этой дайки, существуют и многие мелкие дайки диорит-порфирита, развивающиеся в этом же направлении), но она четко характеризует указанные структуры. Упомянутая дайка кварц-порфира имеет близмеридиональное простирание (СВ—10°) с крутым углом падения на восток. По простиранию она прослеживается до 1000—1200 м при мощности 1,5—8 м и у северного конца срезается рудной зоной. По данным горных выработок нижних горизонтов, на глубине, дайка сочленяется с другой дайкой кварц-порфира, которая прослеживается в близширотном направлении, в результате этого на глубине получается одна дайка дугообразной, подковообразной формы, отдельные выступы которой наблюдаются на различных горизонтах, а у меридиональной части также на поверхности.

По простиранию меридиональная дайка в одном месте резко меняет простирание с северо-восточного на широтное и через 40—50 м снова приобретает прежнее направление, причем на месте заворота мощность дайки уменьшается. На этом же месте порода скручена и создается впечатление о внедрении вязкой магмы под сильным давлением в открытую трещину. О разрывном характере трещин говорят также непрямолинейные, волнистые контакты и колеблющаяся мощность дайки по простиранию. Все приведенные данные позволяют отнести трещины, предопределившие развитие даек, к разрывным, приоткрывание которых происходило без смещений.

Непосредственные взаимоотношения даек диорит-порфирита, кварцевого диорит-порфирита и кварцевых порфиров не наблюдаются, но их взаимоотношения с гидротермальными образованиями указывают на их дорудный характер. Все дайки секутся зонами дробления пород и сопряженными с ними трещинами с рудной минерализацией. Часть рудных жил простиранием СВ 50—80° с золотоносной сульфидной минерализацией, развивающаяся вдали от основных рудных зон в районе шт. 13, как бы затухает, приближаясь к дайке кварц-порфира, а незначительная часть опять-таки пересекает ее и в отдельных местах в дайке образует обогащенные участки.

Упомянутые жилы и прожилки на указанном участке развиваются по серии параллельных трещин. Здесь в габбровых породах развиты следующие системы трещин:

1. Азимут падения 270° под углом 60°.
2. Азимут падения 350—360° под углом 75°.
3. Азимут падения 50° под углом 55—60°.
4. Азимут падения 140—180° под углом 75—90°.
5. Азимут падения 280—310° под углом 75—90°.
6. Азимут падения 200—220° под углом 50—85°.

Вторая и четвертая системы трещин по простиранию совпадают с направлением линий течения габбровых пород. По этим трещинам как раз и развиваются кварц-карбонат-сульфидные жилы и прожилки, а по последним двум системам почти всегда наблюдаются признаки перемещения, зеркала и штрихи скольжения. Из перечисленных систем наибольшим распространением пользуются те, которые падают по азимуту 350—360° и 140—180°.

Необходимо отметить, что кроме отмеченных трещин, наблюдаются еще и горизонтальные. Совокупность всех этих трещин создает плитчатую отдельность породы и предопределяет дальнейший ход гидротермального этапа развития месторождения.

Гидротермальный этап развития месторождения характеризуется многократными проявлениями тектонических напряжений, образованием структур различного характера и направления и заполнением их различными парагенетическими минеральными ассоциациями.

Структурные предпосылки гидротермального этапа создаются всей историей геологического развития участка месторождения. Особенно четко они проявляются в прерудный период, когда образуются главные зоны дробления пород и их ответвления, которые все вместе образуют вытянутую в широтном направлении сеть с изменением пород вдоль ее отдельных составляющих. Впоследствии эти зоны и их ответвления явились «локализаторами» структур собственного рудного периода.

Преобладающая часть из отмеченных структур унаследовала первичные трещины габбровых пород, почему элементы их залегания совпадают.

Структуры в большинстве случаев обладают признаками скалывания, а остальная часть характеризуется признаками трещин разрыва. Фактически структуры обоих видов наложены и очень тесно переплетаются. Нередко плоскости нарушения сплошности пород при разрывных и сколовых нарушениях совмещались, почему и наблюдаются такие структуры, которые несут характерные признаки как сколовых, так и разрывных трещин.

Среди постдайкиковых структур главную роль играют тектонические зоны дробления пород, где породы брекчированы, разложены и импрегнированы рудными минералами. В их пределах сконцентрированы рудные и безрудные кварцевые, кварц-карбонатные жилы, прожилки, гнезда, линзы и столбы.

На месторождении выделяются четыре зоны брекчирования пород, с простиранием СЗ 275—290°, с близвертикальным падением в основном на север, но на различных горизонтах в разные стороны в связи с волнистой поверхностью контактовых швов. Отмеченные зоны соединяются друг с другом боковыми операционными составными с простиранием СВ 15—30° и СЗ 190—210° под углом падения 45—85°, на СЗ и ЮВ 320—340° и 140—160° соответственно под углом падения 45—85°. Как и следует, направления операционных трещин в основном совпадают с направлением трещин пород. Заключенные между ними блоки пород разбиты разноориентированными трещинами более низких порядков.

Упомянутые зоны с перерывами прослеживаются на нескольких километрах при мощности от одного до нескольких метров, а иногда до несколько десятков метров, а операционные их составляющие прослеживаются на несколько сот метров, редко до одного километра и больше, при мощности от десятков сантиметров до 2—3 м.

Как основные зоны, так и их ответвления по простиранию и падению характеризуются волнистой поверхностью зальбандов и часто сопровождаются глиной трения довольно большой мощности (до 1—1,2 м), зеркалами и штрихами скольжения. Описанные признаки говорят скорее всего о сдвиговых и сбросо-сдвиговых движениях в пределах зон, с небольшими амплитудами перемещения (20—50 м). Наличие нескольких поверхностей скольжения в глине, ее рассланцованность и разнообразие цветов совместно с взаимоотношением с жильными выполнениями свидетельствуют о неоднократном проявлении тектонических импульсов вдоль одних и тех же поверхностей.

Образование сложных трещин скалывания с волнистой поверхностью исследователями (М. В. Гзовский, 1956) объясняется следующим

образом: сначала возникают системы простых эшелонированных трещин, а затем соединяющих их поперечных и диагональных трещин отрыва. Далее при подвижках происходит их сглаживание и превращение в волнистую поверхность с довольно мощной глиной трения пород. Нередко во время сдвиговых и сбросо-сдвиговых нарушений разорванные блоки пород соприкасаются выступающими частями, создавая благоприятные структурные возможности для образования рудных столбов и линз.

Породы, заключенные между трещинами, подверглись неоднократному раздавливанию и дроблению, а местами превратились в перетертую, брекчиевидную массу; все это подтверждается наличием многочисленных секущих тектонических трещин и поверхностей разрушения.

Вслед за образованием зон дробления и лиственитизации пород происходит многократное открытие трещин и отложение продуктов гидротермальных растворов. Многократность образования трещинных структур в гидротермальный этап развития месторождения наряду с развитием источников рудообразующих растворов обусловили многостадийность рудного процесса, который развивался прерывисто в последовательности следующих стадий: дорудной кварцевой, кварц-пирит-арсенопиритовой (золотоносной), кварц-карбонат-полисульфидной (золотоносной), кварц-карбонат-золото-теллуридовой, кварц-карбонат-антимонитовой и кварц-карбонатной, безрудной.

Первая, дорудная кварцевая стадия приурочена к трещинам разрывного характера близширотного направления с вертикальным и близвертикальным углом падения и развивается как в зонах дробления, так и за пределами их. Тела, сложенные сливным молочно-белым кварцем, представлены жилами, линзами и гнездами. Жилы по простиранию прослеживаются на расстоянии 100—150 м при мощности 0,5—3 м с резкими изменениями мощности по падению и простиранию. Очень часто такие жилы разветвляются, охватывая обломки боковых пород и создавая брекчиевые, полосчатые, кокардовые текстуры. Линзы размером в длину 15—20 м, гнезда—0,5—1 м в поперечнике. Для кварцевых тел характерны волнистые очертания, включения боковых пород, отсутствие следов перемещения, изменения мощности по простиранию и падению. Иногда наблюдающиеся глины и борозды являются результатом более поздних подвижек, при которых кварц также подвергается дроблению и расщеплению.

Вторая, кварц-пирит-арсенопиритовая стадия преимущественно развита в зонах дробления или вблизи их, по структурам с азимутом падения 330—350° и 170—180° под углом 60—75°.

В морфологическом отношении эта стадия представлена жилами, прослеживающимися по простиранию на несколько сот метров. По контактам жил породы расщеплены, широкое развитие получает глина трения, поверхности и штрихи скольжения. Рудное вещество сильно раздроблено и сцементировано поздними продуктами, наблюдается его перемещение.

Структуры, предопределившие развитие пирит-арсенопиритовой стадии рудного процесса, в основном являются сколовыми. Но не отрицается роль и разрывных опирающих структур, так как нередко пирит-арсенопиритовые руды представлены четковидными жилами с чередующимися раздувами и пережимами. Очень вероятно, что сжимающие и растягивающие усилия часто сменялись во времени и по направлению, почему и структуры, сложенные продуктами последую-

щей кварц-карбонат-полисульфидной минерализации, снова характеризуются признаками как разрывных трещин, так и сколовых, с преобладанием первых. Эта стадия минерализации проявилась как в габбровых породах, так и в зонах дробления.

Полисульфидная стадия представлена главным образом жилами и прожилками с азимутом падения $140-180^\circ$ под углом $75-90^\circ$ и азимутом падения $350-360^\circ$ под углом $75-85^\circ$, прослеживающимися по простиранию и падению на несколько сот метров. Кроме жил и прожилков она образует линзы, гнезда и столбы в дайке кварц-порфира и зонах дробления пород.

Трещины в габбровых породах, заполненные ассоциацией минералов полисульфидной стадии, являлись первичными трещинами отделеностей пород, которые приоткрывались и стали местом отложения руд. Характер проявления этих трещин, их форма, отсутствие признаков перемещения вдоль них, кроме некоторых исключений, прямолинейность, параллельность по простиранию и падению, характер заполнения рудными и жильными минералами, наличие гребенчатых и друзовых текстур, а также остроугольных включений пород—все это в совокупности говорит в пользу принадлежности их к единой системе трещин отрыва, открытых во время оруденения.

Кварц-карбонат-золоторудная минерализация развивается в пределах зон измененных пород и рудных тел предыдущих стадий минерализации. Приурочена она к разрывным структурам северо-восточного, северо-западного и широтного простирания. Эта стадия представлена прожилками, гнездами и карманами, приуроченными к контактовым частям зон измененных пород, или же к раздробленным, рассланцованным кварцевым и кварцево-сульфидным жилам. В одном случае жила халцедоновидного кварца с золотом и теллуридами мощностью $5-15$ см развивается в приконтактной тектонической глинке сколового нарушения и сама несет признаки деформации, т. е. раздроблена, брекчирована и изменена. Структуры, выполненные золото-теллурувыми рудами характеризуются признаками трещин отрыва, вдоль которых в отдельных случаях происходили более поздние подвижки.

Кварц-карбонат-антимонитовая стадия минерализации развивается по структурам, имеющим азимут падения $320-330^\circ$ под углом $30-60^\circ$, которые секут более ранние структуры и типы руд. Представлена она четковидными жилами с чередующимися пережимами и раздувами. Встречаются также гнезда и небольшие линзы. Нередко эта стадия развивается по ранним сколовым нарушениям.

Морфология рудных тел, изменение их мощности и направлений по простиранию и падению, характер оруденения (развитие довольно больших призматических выделений и радиально-лучистых агрегатов антимонита в друзовых пустотках кварца и карбоната), наличие обломков пород и руд предыдущих типов в антимонитовых жилах и линзах приводят к выводу, что структуры, контролирующие антимонитовую минерализацию, являлись в основном разрывными.

Последняя, безрудная кварц-карбонатная стадия рудного процесса также контролируется мелкими трещинами отрыва, в большинстве случаев являясь трещинами оперения. Эти трещины характеризуются невыдержанностью по простиранию и падению. Преимущественно это прожилки и в редких случаях жилы. Падают они на северо-восток $10-30^\circ$ под углом $50-80^\circ$.

Изложенная краткая характеристика структур гидротермального этапа развития месторождения, основанная на детальном наблюдении,

приводит к заключению, что сжимающие и растягивающие усилия часто сменялись во времени и при этом меняли направление, в связи с чем менялись характер и интенсивность трещинообразования.

Пострудный этап на месторождении выражен локальными сбросо-сдвиговыми нарушениями с небольшими перемещениями (10—30 м). Эти нарушения в основном северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания с падением на северо-восток, восток, северо-запад и запад под углом 70—80°. Эти нарушения сопровождаются глиной трения мощностью до 0,5—1 м и рудными брекчиями.

Суммируя изложенное по истории развития всей металлогенической зоны и по описанию структуры рудного поля, можно наметить следующую последовательность в развитии геологических процессов после формирования основных структурных ярусов месторождения и рудного поля:

а) повторные разрывы вдоль офиолитового пояса и внедрение малых интрузий и дайковых тел умеренно кислого состава;

б) образование главных зон дробления с циркуляцией кремнистых и углекислых растворов, производивших лиственитизацию пород. В этот период образуются небольшие кварцевые тела—прожилки, линзочки в зонах изменения;

в) раскрытие трещин с отложением безрудного массивного кварца вдоль зон дробления и за их пределами. В этот период происходит сильное окремнение пород. Местами образуются вторичные кварциты, роговики;

г) сколовые нарушения с отложением пирит-арсенопиритовых руд с золотом;

д) внутрирудные подвижки, образование разрывных нарушений как в зонах изменения, так и в габбро, с отложением полисульфидных золотоносных руд;

е) слабые внутрирудные подвижки, дробление отложенных ранее руд и кварца с наложением золото-теллуровой минерализации;

ж) образование трещин с азимутом падения 320—330° под углом 30—60° с отложением сурьмяных руд;

з) небольшие подвижки с образованием невыдержанных трещин отрыва и отложением кварца и карбоната по ним;

и) пострудные сбросо-сдвиговые нарушения с незначительным перемещением разорванных частей рудных тел.

2. ФОРМЫ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Формы, строение и условия залегания рудных тел определяются структурными условиями их образования и способом отложения минерального вещества.

Образование месторождения на умеренных, малых глубинах и в обстановке интенсивных тектонических движений обусловило дробление пород вдоль разрывных нарушений, являющихся местом локализации рудных жил, прожилков, линз и столбов.

Рудными телами на месторождении считаются как зоны дробления пород с прожилково-вкрапленной минерализацией, так и отдельные жилы, линзы, столбы и зоны прожилков в удалении от основных зон, в габбровых породах.

Рудные тела развиваются как в породах основной и ультраосновной формации, так и в породах вулканогенной, вулканогенно-осадочной

толщи и гранитоидах. В определенной мере формы, размеры и строение рудных тел зависят от литологического состава пород, так как в различных породах, в зависимости от их физико-механических свойств (пористости, упругости, прочности и др.), рудоконтролирующие структуры приобретают различный характер. Работами М. М. Константинова, П. С. Бернштейна и др. (1968) установлено, что коэффициент пористости у лиственитов намного выше, чем у остальных пород, динамический модуль упругости у перидотитов на 10—20% больше, чем у габбро, а у лиственитов он в 1,5—2 раза меньше, чем в первых, а ударная прочность перидотитов в 1,5—2 раза выше, чем у габбро, и 4—5 раз выше, чем у лиственитов. Следовательно, при тектонических напряжениях более четкие трещинные структуры должны образоваться у габбро, а в дальнейшем, после образования лиственитов, также в последних.

Более мощные зоны лиственитов развиты в габбровых породах, что объясняется податливостью габбро к дроблению и трещинообразованию. Так как серпентиниты и серпентинизированные перидотиты в условиях умеренных и средних глубин обладают высокопластичными свойствами, то в них трещинные структуры развиты плохо, переходя к ним из габбровых пород эти структуры разветвляются и выклиниваются. По Г. А. Саркисяну, листвениты главным образом образовались по ультрабазитам, являющимися более податливыми к гидротермальному метасоматозу, связанному с кислой магмой. После образования лиственитов дальнейшие подвижки происходят в основном в отмеченных зонах, и лишь в отдельных случаях они проявляются во вмещающих породах. Поэтому рудные жилы и прожилково-вкрапленная минерализация наблюдается главным образом в отмеченных зонах.

Контакты зон с вмещающими породами местами постепенные, местами резкие, выражающиеся тектоническими швами с глиной трения. Изучение пространственных соотношений главных рудных зон и прилегающих к ним апофиз, штрихов скольжения, зашербин на приконтактовых поверхностях дорудных нарушений, а также контактов различных пород, пересекаемых рудными жилами и зонами, показывает, что в момент оруденения по дорудным зонам происходили сбросо-сдвиговые перемещения.

По характеру, рудоконтролирующие структуры имеют как сколовое, так и разрывное происхождения. Поэтому рудные тела характеризуются как прямолинейными контактами с глиной трения, так и волнистыми, без глины. Среди жил преобладающими являются четковидные, с раздувами и пережимами. В отдельных случаях раздувы приурочиваются к местам пересечения разноориентированных структур и выдерживаются на нескольких горизонтах, приобретая форму столбов. Нередко рудные столбы образуются в полых полостях, образованных перемещением разорванных блоков пород и соприкосновением их выступающих частей. Рудные столбы и линзы наблюдаются также в изгибах трещин и дайки кварцевого порфира, а также в местах тупого выклинивания дайки или у отдельных ее выступах.

Кварцевые и кварцево-рудные жилы развиваются как в контактах зон дробления, так и в них, а в отдельных случаях также в контактах даек кварц-порфира. Только в районе штолен 13 и 5 кварцево-сульфидные прожилки развиваются в габбровых породах, образуя полосу сближенно-параллельных прожилков шириной 150—200 м, длиной 200—300 м, где насчитывается 100—150 прожилков и жил мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Более мощные из них прослеживаются на 300 и более метров по простиранию и

100—150 м, иногда и более метров по падению. В нижних горизонтах количество этих прожилков убывает, но вместе с тем повышается их мощность, которая доходит до 10 см.

Эти жилы прямолинейны, вдоль них редко наблюдаются следы перемещения, часто формы и очертания одного зальбанда совпадают с соответствующими формами противоположного зальбанда, выпуклым частям на одном зальбанде—соответствует вогнутость на другом. Очень часты в них пережимы и раздувы. Жильное выполнение с боковыми породами образует резкие контакты, в них часто встречаются «взвешенные» обломки боковых пород. Для них характерны массивные, гребенчатые, друзовые текстуры. Описанные особенности этих тел дают основание занимаемые ими структуры отнести к одной из систем первичных трещин габбро, которые приоткрылись в период поздних внутрирудных тектонических напряжений и заполнялись рудным веществом.

Несомненно, что богатое золотом и сульфидами оруденение проявляется в тех кварцевых жилах и в тех участках жил, которые под влиянием динамических напряжений наиболее сильно деформированы, раздроблены и в которых, следовательно, были подготовлены наиболее благоприятные структурные возможности проникновения растворов и отложения минералов. Такими участками являлись контактовые части кварцевых жил и зон брекчирования пород.

Среди основных рудных тел, по форме, размерам и условиям залегания выделяются жилы (приуроченные к сколовым трещинам и трещинам отрыва), рудные столбы, линзы, карманы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации.

Среди жильных тел по морфологическим признакам выделяются простые и сложные. Простые жилы приурочены к единичным трещинным структурам и в слабой степени сопровождаются боковыми невыдержанными апофизами. Однообразие минерального состава жил и сопровождающих прожилков и апофиз говорит о одновременности их образования и одноактности минерализации. Наблюдаемую неравномерность минерализации в этих жилах можно объяснить фракционированием и дифференциацией растворов в период рудоотложения данной стадии минерализации.

В простых жилах преобладающими текстурными рисунками руд являются массивные, гребенчатые, пятнистые, друзовые и нередко брекчиевидные, обусловленные цементацией брекчий пород рудным веществом.

Сложные жилы (рис. 2) развиваются по параллельным, ветвящим трещинам и их оперениям, которые прослеживаются на довольно большие расстояния. Сложные жилы, разветвляясь по простиранию и падению, нередко включают большие массы вмещающих пород разбитых трещинами оперения и носящих характер прожилково-вкрапленной минерализации. Сложность жил нередко получается из повторного раскрытия их зальбандов и отложения новых ассоциаций минералов. В результате в таких жилах, наряду с вышеперечисленными, развиваются текстуры пересечения, брекчирования, замещения, полосчатые и другие. Сложные жилы широкое развитие получили в главных зонах дробления и смятия пород.

Вторым морфологическим типом рудных тел являются зоны прожилково-вкрапленной минерализации, приуроченные в основном к зонам дробления пород. Этот тип минерализации развивается одно-

временно с простыми и сложными жилами и в отношении минерального состава носит собирательный характер, так как он образуется в результате продуктов почти всех стадий минерализации. Зоны прожилково-вкрапленной минерализации совместно с рудными столбами, линзами и гнездами находятся также в дайках кварцевого порфира, которые в результате пересечения взаимно параллельных и перпендику-

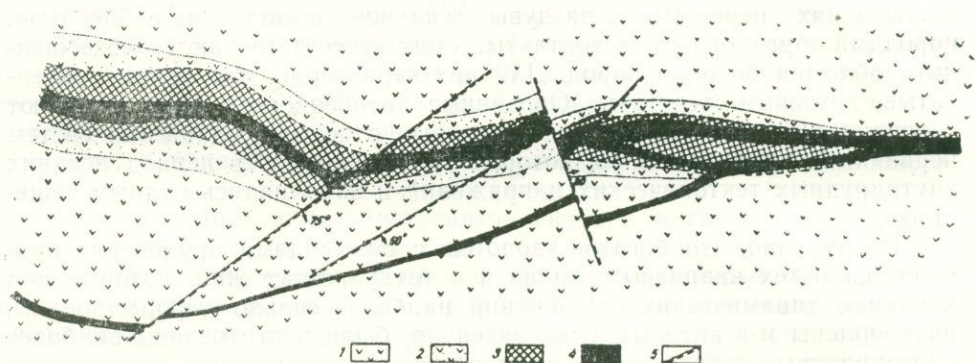


Рис. 2. Строение сложной жилы: 1. Свежее габбро. 2. Измененное габбро. 3. Дорудный кварц. 4. Сульфидная минерализация. 5. Пострудные нарушения.

лярных трещин приобрели плитчатую отдельность. Рудные столбы и линзы в них образовались в местах пересечения наиболее крупных разрывов, в местах изгибов и тупого выклинивания, а гнезда и карманы в местах пересечения трещин отдельностей.

Вследствие взаимного переплетения разнохарактерных структур и наложения разнотипной минерализации вдоль одних и тех же зон промышленное значение приобретают уже последние, где границы кондиционных руд во многих случаях отбиваются данными (результатами) опробования. Такие зоны приобретают самое сложное строение в деталях. Исключая детали, строение зон схематически можно представить в таком виде—постепенный переход (нередко резкий с мощной

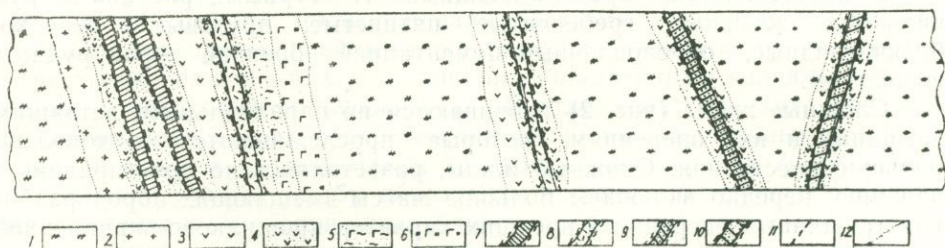


Рис. 3. Разрез ствола шт. 25 на интервале 960—1150 м. Характер развития рудной минерализации: 1. Тальк-серпентин-карбонатные породы. 2. Дайка кварц-порфира. 3. Тальк-карбонатные породы. 4. Окварцованные и карбонатизированные тальк-карбонатные породы. 5. Кварц-хлорит-гидротермально-карбонатные породы (за счет габбро). 6. Хлоритизированные и карбонатизированные габбро. 7. Кварц-полисульфидная минерализация. 8. Кварц-карбонат-антимонитовая минерализация. 9. Пирит-арсенопиритовая минерализация. 10. Полисульфидная минерализация с арсенопиритовой. 11. Глинка трения. 12. Контакты пород и рудных зон.

глинкой) от свежих пород, через промежуточные разности гидротермального изменения к сильно измененным кварц-карбонатным, кварц-серицит-карбонатным породам, а дальше кварцевым и кварц-карбонат-сульфидным жилам. Типичным примером строения зон с жилами различного минерального состава служит горизонт штольни 25 (рис. 3), где на расстоянии 190 м наблюдаются разнотипные изменения пород, жилы самого различного строения и состава.

Строение зон гидротермального изменения пород вдоль кварцевых и кварцево-рудных жил детально изучено Г. А. Саркисяном (1966, 1968). Приведем некоторые разрезы, составленные им для отдельных жил (рис. 4, 5, 6).

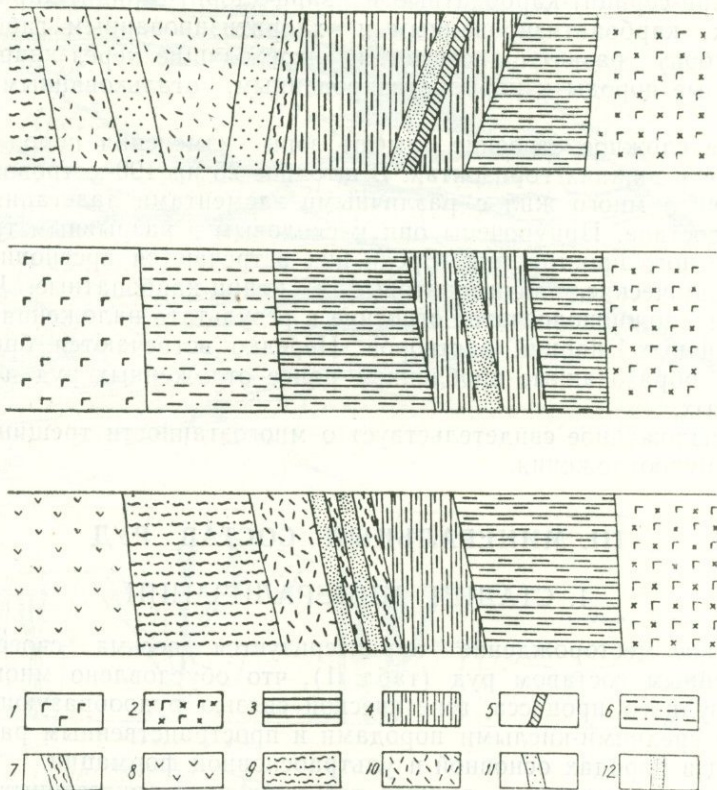


Рис. 4, 5, 6. Зональное строение рудных зон: 1. Мезократовое габбро. 2. Хлоритизированное, карбонатизированное габбро. 3. Кварц-хлорит-серицит-карбонатные породы. 4. Кварц-серицит-карбонатные породы. 5. Кварц-серицитовые породы. 6. Кварц-хлорит-карбонатные породы. 7. Кварц-каолинит-дикитовые породы. 8. Карбонатизированные, оталькованные серпентиниты. 9. Кварц-талково-карбонатные породы. 10. Кварц-карбонатные породы (листвениты). 11. Кварцевые жилы. 12. Кварцево-рудные жилы.

На рис. 4 (левая часть) виден переход зон хлоритизированных, карбонатизированных габбро к кварц-талк-карбонатным, кварц-карбонатным, а затем кварцевым жилам. Правая часть рисунка, следовательно и строение зоны, имеет иное строение в связи с наложением пирит-арсенопиритовой стадии минерализации. Здесь у правого зальбанда второй кварцевой жилы развиты кварц-каолинит-дикитовые породы, сменяющиеся кварц-серицит-карбонатными, в которых находят-

ся пирит-арсенопиритовая жила; за ними следуют кварц-хлорит-серицит-карбонатные породы, переходящие в хлоритизированные, карбонатизированные габбро.

Иное строение имеют зоны вдоль антимонитовых жил (рис. 5). У антимонитовой жилы в одном случае развиваются кварц-серицит-карбонатные породы, переходящие к кварц-хлорит-серицит-карбонатным породам, которые в лежащем боку переходят в кварц-хлорит-карбонатные, а затем в хлоритизированные, карбонатизированные габбро, а в висячем боку—прямо в хлоритизированные, карбонатизированные габбро. В другом случае (рис. 6) в висячем боку антимонитовой жилы развиваются кварц-каолинит-диккитовые породы, переходящие через кварц-серицит-карбонатные и кварц-хлорит-серицит-карбонатные породы к карбонатизированным и хлоритизированным габбро, а в лежащем боку развиты листвениты, переходящие через кварц-талек-карбонатные породы к карбонатизированным, оталькованным серпентинитам.

Более сложное строение имеют зоны изменения пород и минерализации в нижних горизонтах. В штольне 25 на 190-метровом интервале развито много жил с различными элементами залегания и различного состава. Приурочены они к сколовым и разрывным трещинам близширотного простираения. Среди них встречаются арсенопиритовые, полиметаллические, антимонитовые и кварц-карбонатные. Часть из них имеет сложнополосчатое строение в результате наложения продуктов различных порций растворов. Нередко встречаются брекчиевые текстуры, образованные дроблением ранее отложенных руд и отложением новых.

Все изложенное свидетельствует о многоэтапности трещинообразования и рудоотложения.

III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

1. СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Зодское месторождение характеризуется весьма своеобразным вещественным составом руд (табл. 1), что обусловлено многостадийностью рудного процесса, генетической связью рудообразующих растворов со средними-кислыми породами и пространственным расположением руд в породах основной и ультраосновной формации.

Изучение строения рудных тел и их пространственных взаимоотношений, минерального состава, текстурных и структурных взаимоотношений позволяет выделить следующие последовательные стадии минерализации (Ш. О. Амирян, 1960, 1960₁, 1960₂): дорудная кварцевая, кварц-пирит-арсенопиритовая, кварц-карбонат-полисульфидная, кварц-карбонат-золото-теллуридовая, кварц-антимонитовая и кварц-карбонатная, безрудная.

Каждая стадия минерализации обособлена во времени и частично пространственно (рис. 7), что подтверждается:

- а) полосчатым строением рудных жил, где отдельные полосы сложены минеральными агрегатами различных стадий и часто отделены тектоническими швами с тонкой глиной, содержащей минеральное вещество предыдущих стадий;
- б) пересечением жил и прожилков, сложенных минеральными ассоциациями различных стадий;
- в) брекчированием с цементированием агрегатов ранних стадий последующими;

г) строением руд с колломорфной текстурой, где в ядрах почек находятся кристаллически-зернистые и брекчированные агрегаты минералов ранних стадий, а вокруг них колломорфные образования последующих стадий. Нередко все они вместе секутся прожилками, сложенными из агрегатов еще более поздней стадии минерализации.

Пространственное разобщение стадий рудоотложения на месторождении осложняется наложением их друг на друга в результате

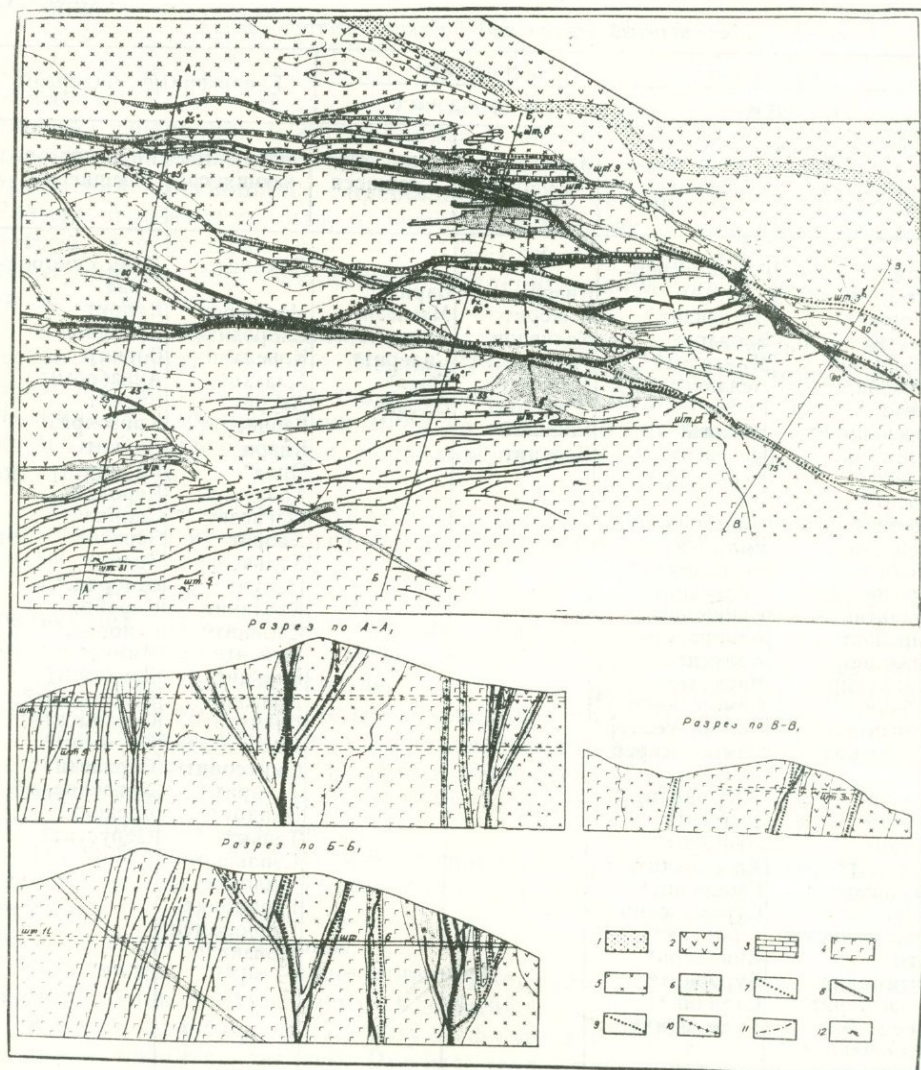


Рис. 7. Схема размещения стадий минерализации на Зодском месторождении, 1961 г.
(Составил Ш. О. Амирян)

Геологическая основа Зодской ГРЭ.

Условные обозначения: 1 Аллювиальные отложения. 2. Вулканогенные породы. Нижний сенон. 3. Рифовые известняки. Н. сенон. 4. Габбро. Мел-эоцен. 5. Перидотиты, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты. Мел-эоцен. 6. Измененные породы рудных зон. 7. Кварц-пирит-арсенопиритовая стадия. 8. Кварц-карбонат-полисульфидная стадия. 9. Кварц-халцедон-карбонат-золото-теллуровая стадия. 10. Кварц-карбонат-сульфоантимонитовая стадия. 11. Пострудные тектонические нарушения. 12. Устья штолен,

повторных приоткрываний ранних трещин, вследствие чего наблюдается частое совмещение минеральных агрегатов различных стадий.

Дорудная кварцевая стадия минерализации развивается как в собственно рудных зонах, так и за пределами их, по всему рудному полю.

К этой стадии минерализации относятся линзы, гнезда, жилы и прожилки кварца с многочисленными включениями пород. Размер этих

Таблица 1

Минеральный состав руд Зодского месторождения

Гипогенные минералы		Гипергенные минералы	
Рудные	Нерудные	Часто встречающиеся	Редко встречающиеся
Часто встречающиеся	Редко встречающиеся	Часто встречающиеся	Редко встречающиеся
Хромит*	Раммельсбергит*	Лимониты	Медь самородная
Магнетит	Петландит	Монтанит	Куприт
Ильменит*	Виоларит	Скородит	Эритрин
Гематит	Миллерит*	Ковеллин	Борнит
Кобальтин*	Леллингит*	Малахит	Аннабергит
Никелин*	Рутил*	Азурит	Бисмит
Пирит	Петцит*	Гарниерит	Хризопраз
Арсенопирит	Наггагит*	Кварц	Диксит
Пирротин*	Риккардит*	Опал*	Брусит
Бравойт*	Вейссит*	Халцедон	Керолит
Ваэсит*	Пильзенит*	Магнетит	Сепиолит
Линнеит*	Волынский	Хлорит	Заратит
Полидимит*	Тетрадимит*	Халькозин	Золото
Хлоантит*	Сильванит*	Непуит	самород.*
Герсдорфит*	Креннерит*	Каолинит	Серебро
Смальтин*	Колорадоит*	Серицит*	самород.*
Марказит	Колусит*	Фуксит*	Эммонсит*
Сфалерит	Висмутин	Кальцит	Данхемит*
Халькопирит	Самор. висмут*	Арагонит*	Велентинит*
Кубанит	Самор. теллур*	Бисмутит	Сенармонтит*
Теннантит*	Самор. серебро*	Псидомелан*	Кермезит*
Тетраэдрит*	Купровисмутит	Смитсонит*	Сервантит*
Галенит	Энаргит*	Тенорит*	Хризоколла*
Золото	Люшонит*	Эпидот*	Блекеит*
Алтаит	Халькозин*	Тальк*	Церуссит*
Мелонит*	Геокронит*	Стильно-хлорит	
Каллаверит*	Сульма самородная*	Гарниерит	
Гессит*	Киноварь*	Гидроромеит	
Теллуrowисмутит	Бурнонит*	Цоизит	
Антимонит	Станнин*		
Буланжерит*	Гудмундит*		
Джемсонит			
Зелигманит*			
Цинкениит			
Бертьерит*			

* Минералы, установленные автором.

тел колеблется до нескольких десятков метров в длину для жил и прожилков, при мощности 0,1—3 и 0,5—15 м для гнезд и линз.

Кварцевые жилы, гнезда и линзы сложены из молочно-белого, массивного, крупнозернистого и нередко деформированного безрудного кварца, за исключением отдельных участков в габбро, где кварц

содержит незначительную вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, хромита и кобальт-никелевых минералов. Перечисленные минералы приурочены к «теневым» участкам включений рудовмещающих пород, что свидетельствует о заимствовании элементов отмеченных минералов из пород.

Как микроскопические наблюдения, так и спектральные и химические анализы кварца показали отрицательные результаты по золоту, серебру, висмуту и теллуру. Содержание других металлов—меди, хрома, никеля и кобальта составляет сотые и тысячные доли процента.

Кварц-пирит-арсенопиритовая стадия минерализации имеет значительное развитие, особенно в нижних горизонтах месторождения. Руды этой стадии сложены из крупнозернистых агрегатов пирита, сфалерита и арсенопирита с незначительной примесью леллингита, халькопирита, галенита и блеклой руды. В количественном отношении арсенопирит преобладает над остальными минералами. Размер агрегатов пирита, арсенопирита доходит до нескольких сантиметров, а отдельных зерен—до 0,5—1 см. Порядок кристаллизации—пирит—арсенопирит—леллингит—сфалерит—халькопирит—блеклая руда—галенит—золото.

Из жильных минералов присутствует кварц и в небольшом количестве карбонат. 80—90% жильного выполнения кварц-пирит-арсенопиритовых жил составляют рудные минералы. Рудные тела представлены жилами, прослеживающимися на несколько сот метров при мощности 0,01—0,3 м и гнездами, расположенными в пределах тектонических зон дробления.

Жилы в основном приурочены к сколовым трещинам субширотного простирания с крутыми углами падения, главным образом в северные румбы.

Впоследствии арсенопиритовые тела подверглись воздействию позднейших тектонических усилий, были раздроблены и пересечены жилами и прожилками более поздних минеральных ассоциаций.

Для этих руд характерны: массивная, вкрапленная, брекчиевая, брекчиевидные текстуры, широко развиты структуры замещения.

Описанная ассоциация минералов является одним из продуктивных в смысле золотоносности. Особенно ценными являются те места пирит-арсенопиритовых жил, где имело место наложение продуктов позднейших золотоносных растворов.

По пробирным анализам 8 штуфных проб в арсенопиритовых рудах установлено: золото—51,75, серебро—68,38 г/т, а по химическим анализам в них определены селен—50, Te—110, Bi—130, Cd—100, In—2, Ga—8 г/т и другие элементы.

Как видно, пирит-арсенопиритовые руды интерес представляют также на селен, теллур, висмут и кадмий.

Кварц-карбонат-полисульфидная стадия на месторождении развита хорошо. Рудные тела развиваются как в зонах дробления пород, так и среди габбровых пород. Здесь в полосе шириной 150 м насчитывается 100—150 жил и прожилков.

Почти все жилы имеют близширотное простирание с южным падением под углом 75—85°. Они затухают, приближаясь к дорудной дайке кварц-порфира, простирающейся в близмеридиональном направлении. В отдельных местах, где дайка пересекается жилами и прожилками полиметаллического состава, наблюдаются обогащенные рудной минерализацией участки (гнезда, линзы, столбы) с повышенным содержанием золота, серебра, теллура, висмута и других элементов.

Описанная стадия представлена сложным минеральным составом. В рудах этой стадии установлены: пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, кобальтин, герсдорфит, теннантит, тетраэдрит, станнин, бурнонит, гессит, алтаит, сільванит, марказит, люцонит, энаргит, золото и другие. Из жильных минералов в них определены кварц, кальцит, анкерит, доломит, родохрозит и манганокальцит.

За счет первичных руд образовались малахит, азурит, хризоколл, борнит, ковеллин, халькозин, самородная медь, окислы—гидроокислы железа, скородит, аннабергит, эритрин, гарниерит и другие вторичные минералы.

В жилах и прожилках колеблется количественное соотношение как жильных, так и рудных минералов. В одних жилах преобладает кварц, в других—кальцит и родохрозит, в третьих—анкерит и доломит. Это равным образом относится и к рудным минералам, в одних жилах преобладают пирит и арсенопирит, в других—халькопирит и блеклая руда, сфалерит и марказит и т. д.

Кустовый характер отложения минералов руд обусловило неравномерное содержание металлов и особенно золота. Так как среди указанных сульфидов более всего золотосодержащими являются пирит, арсенопирит, сфалерит и теллуриды, то участки жил с богатым оруденением отмеченных минералов показывают высокое содержание золота.

Микроскопические наблюдения полированных шлифов и результаты анализов (химических, пробирных и спектральных) дают основание эту стадию считать одной из «продуктивных» (Н. В. Петровская, 1955₁, 1955₂) по золотонности. Дело в том, что достаточное число сульфидов этой стадии (пирит, арсенопирит, халькопирит, герсдорфит, вазсит, кобальтин, пирротин, блеклые руды, сфалерит и др.) являются носителем золота, серебра, теллура, висмута, селена и кадмия.

Рудообразование этой стадии, по всей вероятности, происходило в течение достаточно длительного периода времени и сопровождалось окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и карбонатизацией боковых пород. Эти изменения распространяются от нескольких сантиметров до нескольких десятков, нередко до метра и больше.

Для полиметаллических (полисульфидных) руд характерны гребенчатые, массивные, пятнистые, вкрапленные и полосчатые текстуры. Преобладающими структурами являются графические, колломорфные, зернистые, двойниковые, зональные, структуры замещения и катаклаза.

Содержание золота и серебра в полисульфидных рудах по пробирным анализам (22 ан.) составляет 52,9 и 1530 г/т соответственно. В этих же рудах химическими анализами установлены селен—110, теллур—140, висмут—70, кадмий—250, индий—1,0, галлий—8,0 г/т и другие элементы. Полиметаллические руды представляют интерес не только по содержанию золота и серебра, но и селена, теллура, висмута и кадмия.

Кварц-карбонат-золото-теллуридовая стадия минерализации—самая интересная по минеральному составу и содержанию золота, теллура и висмута.

Из жильных минералов встречаются: кварц, кальцит, родохрозит и редко манганокальцит и сидерит.

Среди рудных минералов особый интерес представляют теллуриды золота, серебра, никеля, висмута, свинца, ртути и меди. Микроскопическими наблюдениями с применением химических, химико-спектральных, локальных спектральных, рентгенометрических анализов в рудах опре-

делены: креннерит, калаверит, сальванит, гессит, петцит, теллуrowисмутит, тетрадимит, верлит (пильзенит), алтаит, нагиагит, мелонит, колорадоит, риккардит, вейссит, колусит и самородный теллур, среди которых широким распространением пользуются теллуrowисмутит, алтаит, нагиагит, креннерит, калаверит и гессит.

Из вторичных минералов установлены: эммонсит, монтанит, бисмит, висмутит, данхемит, золото, серебро. Среди гипогенных минералов широким распространением пользуется самородное золото.

Золото-теллуридовая стадия представлена в виде гнезд, вкрапленности и прожилков, главным образом развивающихся по жилам предыдущих стадий минерализации. Особенно часто они встречаются в наиболее сильно деформированных, катаклазированных частях отмеченных жил или в их изгибах и пересечениях. Чаще всего руды этой стадии наложены на другие и пространственно не обособлены.

Для этих руд характерны пятнистые, прожилковые, вкрапленные текстуры и графические, коррозионные, зернистые, двойниковые структуры. Наложенность золото-теллуридовых руд на другие по одним и тем же структурам и слабая их распространенность дают основание предполагать, что эта стадия явилась самой кратковременной.

Пробирными и химическими анализами установлено, что наиболее высокие содержания золота, серебра, теллура и висмута связаны с золото-теллуридовыми рудами. В семи штучных пробах, по пробирным анализам, определено золото—357,5, серебро—717,1, а химическими анализами—селен—81, теллур—42000, висмут—1500, кадмий—8, индий—0,2, галлий—10 г/т.

Из приведенных результатов следует, что золото-теллуридовые руды, наряду с пирит-арсенопиритовыми и полисульфидными, представляют наибольшую промышленную ценность.

Кварц-карбонат-антимонитовая стадия минерализации образует жилы, прожилки, линзы и гнезда, главным образом в субширотных зонах дробления пород. Антимонитовые жилы прослеживаются на сотни метров при мощности 2—10 см. Они секут тела предыдущих стадий и в основном приурочены к самостоятельным разрывным структурам нередко с иными элементами залегания.

В минеральном составе антимонитовых руд участвуют водяно-прозрачный кварц, доломит, кальцит, антимонит, буланжерит, зелигманит, джемсонит, цинкениит, геокронит, игольчатый арсенопирит, мелкокрапленный пирит, халькопирит, бертьерит, самородная сурьма. Среди отмеченных минералов преобладают кварц, кальцит, антимонит, буланжерит, зелигманит и арсенопирит. Некоторые из перечисленных минералов—буланжерит, джемсонит, цинкениит, геокронит являются реакционными образованиями между галенитом и сурьмосодержащими растворами.

Пирит и игольчатый, низкотемпературный арсенопирит почти всегда встречаются в приконтактных частях антимонитовых жил.

Среди вторичных минералов, развивающихся по антимонитовым рудам, определены кермезит, сенармонтит, валентинит, сервантит.

Для антимонитовых руд характерны вкрапленные, друзовые, гребенчатые, массивные текстуры с радиально-лучистыми, идиоморфно-зернистыми структурами.

Микроскопическими наблюдениями в антимонитовых рудах золото не установлено, но наличие золота в этих рудах, правда в небольших количествах (нередко до 10 г/т, обычно, 1—5 г/т), подтверждается пробирными анализами. По всей вероятности, в них золото связано с

пиритом и арсенопиритом, где оно определено спектральным анализом. Не исключена возможность влияния включений предыдущих золотоносных руд на антимонитовые, так как золото установлено в тех пробах, которые отобраны на контакте с арсенопиритовыми и полиметаллическими рудами, или же в тех пробах, где наблюдаются минералы последних типов руд.

В восьми штуфных пробах антимонитовых руд золото составляет 7,9, серебро—19,27, селен—5—7, теллур—40, висмут—25, кадмий—8 г/т. Как следует, антимонитовые руды совместно с другими минеральными типами могут представить интерес для золота, серебра, висмута и теллура.

Кварц-карбонатная безрудная стадия имеет повсеместное развитие. Она является завершающей стадией. Прожилки безрудного кварца и карбоната рассекают агрегаты всех предыдущих руд во всевозможных направлениях. В составе прожилков установлены кварц, халцедон, агат и кальцит.

Подводя итог вышеизложенному, можно отметить, что для золота, серебра, висмута, теллура и других элементов важными являются пирит-арсенопиритовые, полисульфидные и золото-теллуридовые руды. Роль антимонитовых руд ничтожна, но совместная добыча последних руд с первыми представит определенный интерес.

2. РУДНЫЕ, ГИПОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

а. Самородные элементы

Ниже, в порядке классификации, приведенной в книге «Минералы» (1960), описываются минералы, причем наиболее подробно излагаются данные по тем минералам, которые являются редкими, установлены и описаны впервые или имеют большое распространение и важное значение в золотоносности.

Золото (Au). О наличии золота в рудах было известно еще в древности. Золотосодержащие жилы с видимым и свободным золотом, особенно их верхние окисленные части, легко поддающиеся ручной обработке, были разработаны до глубины 80—100 м.

В рудах месторождения золото является одним из главных компонентов и отлагалось из рудоносных растворов в ассоциации пирита, арсенопирита, леллингита, сфалерита, халькопирита, галенита, теллуrowисмутита, тетрадимита, алтаита, креннерита, калаверита, сильванита, гессита, петцита, нагиагита, колорадоита, мелонита и многих других минералов. Наиболее широким распространением золото пользуется в арсенопиритовых, полиметаллических и теллуридовых типах руд.

Золото в рудах представлено как крупнодисперсными свободными частицами, так и тонкодисперсными в полях сульфидов, теллуридов, сульфосолей и жильных минералов.

Самородное золото представлено разнообразными формами (рис. 8, 9, 10)—листоватыми, комковатыми, крючковатыми, нитевидными, чешуйчатыми, изометрическими, пластинчатыми, скелетообразными сростками, дендритами и иногда мелкими недоразвитыми кристаллами. Размер золотинок колеблется в широких пределах: до 0,3 см для изометрических, 0,5 см в длину для удлинённых и 1—1,5 см² для пластинчатых, листоватых. Надо отметить, однако, что преобладает тонкозернистое золото.

Золото развивается по трещинам, контактам зерен жильных и

рудных минералов, нередко образуя прожилки длиной 1—2 см, с частичным замещением включающих минералов.

Формы золотин обусловлены формами тех пустот, в которых они отлагались. Пластинчатые и удлиненные формы характерны для золотин, отложившихся в трещинах, межзерновых пространствах жильных и рудных минералов, а изометрические для золотин, находящихся внутри зерен рудных и нерудных минералов, и тех, которые развивались в местах пересечений трещин. В сульфидах формы золотин обусловлены твердостью и спайностью вмещающих минералов: в хрупких и твердых минералах, как арсенопирит, пирит, кварц, хромит, преобладают остроугольные, жилкообразные золотины, а в мягких теллуридах, пирротине изометрические с плавными контурами. Среди сульфидов золотосодержащими являются: пирит, арсенопирит, бравойит, халькопирит, полидимит, линнент, ваэсит, галенит, сфалерит, герсдорфит, теннантит, тетраэдрит и другие. Чаще

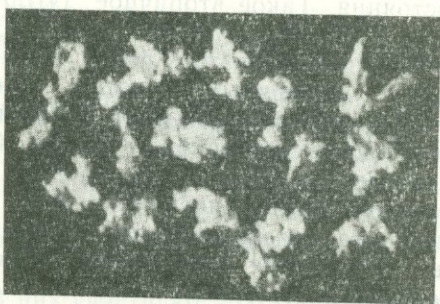


Рис. 8. Неправильные формы золотин. $\times 10$

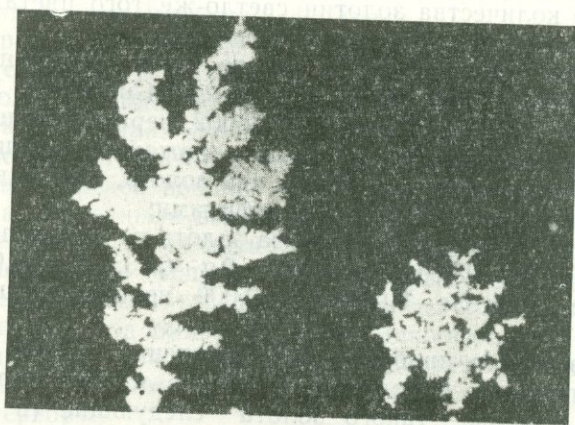


Рис. 9. Дендриты самородного золота. $\times 10$



Рис. 10. Удлиненные формы золотин. $\times 10$

всего золото находится в пирите, арсенопирите, сфалерите, блеклой руде, теллуrowисмутите, алтаите и бравойите.

Судя по структурным взаимоотношениям золота с сульфидами можно выделить две генерации золота (Н. В. Петровская, 1947; И. Г. Наслузов, 1936; И. Н. Масленицкий, 1939, 1944, 1947): тонкодисперсное, которое было захвачено сульфидами во время кристаллизации, и крупнодиспер-

сное, отложившееся позднее сульфидов. Такое золото отличается более крупными размерами и иными формами выделений.

Как указывалось, часть золота находится в ассоциации с теллуридами, среди которых установлено несколько теллуридов золота: кренерит, калаверит, сильванит, петцит, нагиагит. В поверхностных и приповерхностных частях рудных тел теллуриды золота разрушаются, и золото, содержащееся в них, восстанавливается до самородного состояния. Такое вторичное («горчиное») золото (Н. В. Петровская, 1941; А. П. Переляев, 1951; С. А. Плетенев, 1946) в виде точечных, червеобразных, губчатых форм, размером 0,01—0,1 мм сконцентрировано вокруг первичных золотинок, уцелевших от разрушения выделений теллуридов, или образует рыхлый моховидный агрегат, состоящий из мельчайших шаровидных частиц. Оно отличается также своим бледно-желтым цветом. Освобожденное при разрушении сульфидов и теллуридов золото часто образует прожилочки в трещинах усыхания лимонита или же выделяется в виде округлых зерен, среди полуокисленных сульфидов. Внутреннее строение агрегатов вторичного золота мелкозернистое.

Как микроскопически, так и макроскопически наблюдаются золотины разных оттенков: золотисто-желтого, зеленовато-желтого и красновато-желтого. Нередко наблюдаются золотины с вишнево-красным оттенком. Как следует из данных химических анализов, цветной оттенок обусловлен содержанием в золоте примесей других элементов. Преобладающей примесью является серебро, чем и объясняется наличие большого количества золотинок светло-желтого цвета. Но и в таких случаях проба золота относительно высокая.

Химические анализы этого золота дали следующие результаты (в %): Au—84,14; Ag—14,85; Fe—0,024; Cu—0,01; Sb—0,005; Bi—0,005—0,01; Te—0,01; As—0,004; Se—0,002, нерастворившийся остаток—0,52. Анализируемое* золото было отложено в ассоциации с теллуридами. Проба такого золота ниже, чем золота, отложившегося в более раннюю стадию, в ассоциации с сульфидами.

Результаты химического анализа золота из сульфидной ассоциации таковы (в %): Au—93,03; Fe—0,26; Ag—6,13; Cu—0,005; Sb—0,005; Bi—0,005; Te—0,03; Se—0,003; As—0,009, нерастворившийся остаток—0,58.

Самую высокую пробу на месторождении имеет золото, образовавшееся в процессе окисления сульфидов и теллуридов. Результаты химического анализа такого золота следующие (в %): Au—95,3; Ag—5,00; Fe—0,051; Cu—0,005; Te—0,02; As—0,001; Sb—0,005; Bi—0,005; нерастворившийся остаток—0,26.

Анализируя данные химических анализов, можно отметить, что проба золота в основном обусловлена колебаниями в содержании серебра, которое преобладает в относительно низкотемпературном золоте. Колебания в содержании других элементов незначительны.

Повышенное содержание железа в пробе вторичного золота объясняется наличием поверхностных пленок лимонита на золотишках, а повышенное иногда содержание теллура—частичным сохранением остатков теллуридов.

Из вышесказанного следует, что зодское золото характеризуется пробой 841—953, но не исключена возможность нахождения золотинок более низкой и высокой пробы, что подтверждается присутствием

* Анализы проведены в ЦНИГРИ Ф. А. Ферьяничом.

частиц, противоположные концы которых сложены золотом и электроумом.

Высокая проба золота объясняется:

а) температурой образования месторождения (N. H. Fisher, 1945), золоторудная минерализация в основном происходила в среднетемпературных условиях. Сравнение с пробой золота из других среднетемпературных месторождений мира показывает полное соответствие (так, для сорока сходных месторождений проба колеблется в пределах 730—980);

б) низким отношением серебра к золоту (В. В. Щербина, 1956). По многочисленным анализам руд золото-серебряное отношение составляет 1:1—2, что в свою очередь свидетельствует о пониженной роли серебра в рудоносных растворах. При этом серебро в основном в силу своих геохимических особенностей выпадает в золото-теллуридовую стадию, что и обуславливает относительно более низкую пробу (841) золота этой стадии;

в) минеральным составом руд. В них участвуют золотоносные сульфиды, теллуриды золота и серебра, вследствие разрушения которых ряд элементов выносятся и в результате остается высокопробное вторичное золото, повышающее общую пробу золота.

Серебро (Ag) установлено как в ассоциации с золотом и теллуридами, так и с сульфидами—галенитом, сфалеритом, пиритом, блеклой рудой. Представлено дендритообразными, изометрическими, червеобразными и неправильными формами.

Размер зерен доходит до 0,5—1 мм. Выделения серебра очень часто обнаруживаются вместе с золотом, которое представляет агрегат мельчайших золотинок, образовавшихся за счет окисления теллуридов и сульфидов. В таких случаях оно тесно сростается с золотом или образует микроаймы вокруг агрегатов золота, что выявляется более наглядно после травления царской водкой. По всей вероятности, это вторичное серебро, так как описанные выделения находятся в тесной ассоциации с окислами и гидроокислами железа, вторичными продуктами теллуридов и часто находится в трещинах этих гипергенных образований.

Наличие самородного серебра подтверждается также бинокулярным микроскопом. Под бинокулярным микроскопом в концентратах первичных руд наряду с частицами золота встречаются также частицы серебра. Нередко в одном зерне наблюдаются переходы от золота к электруму и серебру.

Различие золота и серебра хорошо видно в одном поле под микроскопом; выделения серебра отличаются относительно высоким рельефом, кремово-желтым оттенком цвета и более высокой отражательной способностью.

Для отличия золота от серебра И. С. Волинским (1949, 1955, 1959) предлагается оригинальный и легкий метод, основанный на сравнении минералов по отражательной способности в синем свете: он приводит кривые дисперсии отражательных способностей ряда минералов, в том числе золота и серебра, и показывает, что кривая золота резко падает в сине-фиолетовой части спектра, где различия их показателей становятся заметными ($\Delta R_{\text{отн.}} = 60\%$) и золото становится более темным, чем арсенопирит и галенит, почему и легко отличается от серебра.

Диагностические признаки серебра таковы: отражательная способность больше, чем у золота (для желтых лучей 95%), изотропное. Цвет кремово-белый, по сравнению с золотом белый, с теллуrom кремовый, более желтый. Твердость низкая, но рельеф выше, чем рельеф золота и галенита, и ниже, чем сфалерита.

Полируется хорошо, но остается исштрихованным. Спайность отсутствует. Из стандартных реактивов действуют HNO_3 (чернеет) KCN (становится слегка бурым), от FeCl_3 и HgCl_2 буреет, покрывается радужным налетом, HCl и KOH не действуют.

Микроспектральными и микрохимическими анализами в нем определены серебро и следы золота.

Межплоскостные расстояния самородного серебра приводятся в табл. 2, которые сходны с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Висмут (Bi). Встречается очень редко, в ассоциации с арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, висмутином, теллуrowисмутитом в рудах полисульфидной стадии минерализации.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния самородного серебра.

Условия съемки* Fe_α, β ; $T=9^\circ\text{C}$, $D=53,7$, $d=0,5\text{ мм}$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\text{п}}$	$d_{\beta/\text{п}}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\text{п}}$	$d_{\beta/\text{п}}$
1	5	2,570	2,330	7	10	1,435	1,301
2	10ш	2,314	2,098	8	5	(1,344)	1,218
3	2	2,214	2,007	9	10	1,220	1,106
4	1	2,101	1,905	10	7	1,168	1,058
5	9	2,014	1,825	11	4	1,023	0,927
6	2	1,571	1,424	12	3—4	1,011	0,916
				13	3	0,997	0,904

* Анализ проведен в ИГН АН АрмССР, аналитик Э. Х. Хуршудян.

Висмут образует зернистые агрегаты размером 0,015—0,05 мм. По времени выделился позже всех сульфидов; нарастает на зерна и агрегаты арсенопирита, сфалерита, галенита. Нередко развивается по контактам рудных минералов или по спайности карбоната. Сульфиды замещаются висмутом.

Отражательная способность висмута высокая, значительно выше арсенопирита, для желтых лучей $R \sim 68\%$. Двуотражение в воздухе почти не заметно: анизотропный, цвет розово-кремовый, что хорошо наблюдается в сростках с арсенопиритом и галенитом. Заметна спайность. Твердость низкая, рельеф ниже, чем у галенита. От HNO_3 быстро чернеет.

Микроспектральными и микрохимическими анализами в минерале определен висмут. Содержание висмута в сульфидах и рудах довольно высокое и нередко составляет целые проценты. Висмут, кроме самородного вида, образует несколько минералов: висмутин, теллуrowисмутит, тетрадимит и верлит.

Теллур (Te). О наличии в рудах самородного теллура отмечено в работе Т. А. Твалчрелидзе (1959).

Самородный теллур встречается редко, в ассоциации теллуrowисмутита, алтаита, верлита, гессита, бурнонита, родохрозита, манганокальцита и золота. Часто образует тонкозернистые агрегаты в промежутках агрегатов теллуридов, замещая родохрозит, особенно в приконтактных частях теллуrowисмутита, галенита, наггагита, бурнонита и алтаита. Размер зернистых агрегатов доходит до 0,005—0,01 мм, а кристаллические индивиды имеют еще меньшие размеры и удлиненные формы.

В отраженном свете—кремово-белый с желтым оттенком. Отражательная способность в светлом положении почти равна отражательной

способности алтаита, в темном положении заметно ниже; двуотражающий, что хорошо наблюдается на агрегатах с различно ориентированными зернами. Сильно анизотропный (в светлых, светло-коричневых, серых тонах); рельеф выше, чем у теллуrowисмутита, алтаита, гессита и тетрадимита. Спайность иногда наблюдается только в одном направлении. Образует мелкозернистые агрегаты, сложенные из тонких удлинённых индивидов.

От HNO_3 чернеет, FeCl_3 —становится светло-бурым, желтоватым, от царской водки получается желто-коричневый налет. Микрохимия на теллур положительна. Микроспектрально в минерале определен теллур.

Сурьма (Sb) установлена в рудах антимонитовой стадии минерализации. Ассоциирует с антимонитом, буланжеритом, бертьеритом, джемсонитом, цинкенитом и геокронитом. Сурьма в виде небольших аллотриоморфных выделений размером 0,001—0,01 мм находится в полях антимонита, бертьерита, буланжерита и джемсонита, замещая последних.

В отраженном свете цвет минерала кремово-белый, как у пирита (П. Рамдор, 1962; W. Uytenbogaardt, 1951). Отражательная способность выше пирита, арсенопирита, но ниже золота, почти как у алтаита. Двуотражение слабое. Эффекты анизотропии отчетливые в желто-серых, бурых, голубовато-серых тонах. Образует тонкозернистые агрегаты. Наблюдается спайность. Твердость средняя. Рельеф как у антимонита, геокронита.

От HNO_3 покрывается коричневым, иризирующим налетом, от FeCl и HgCl_2 —слабым коричневым налетом. От KCN становится светло-коричневым.

В рентгенограмме антимонита и сульфосолей получены также линии самородной сурьмы (5) 3,08; (2) 2,48; (2) 2,214; (1) 2,137.

б. Арсениды, сульфиды (в том числе и сложные) и теллуриды.

Никелин (NiAs) встречается редко. Никелин ассоциирует с миллеритом, хлоантитом и гарниеритом. Встречаются они в виде гнезд и шлировых выделений в измененных основных породах рудных зон, почему приходится генетически их связывать с вмещающими породами.

Никелин образует овальные, каплевидные выделения и концентрические агрегаты с радиально лучистым строением, размером 0,2—0,5 см. Указанные агрегаты и выделения окаймляются или пересекаются прожилками хлоантита и миллерита.

По указанным минералам, на верхних горизонтах, развивается гарниерит, скородит, аннабергит и нередко эритрин.

Под микроскопом никелин характеризуется следующими признаками: отражательная способность высокая, выше, чем у пирита, двуотражение слабое, отчетливо анизотропный—в розово-желтых-зеленоватых тонах. Цвет кремово-розовый (с желтым оттенком). Твердость средняя, больше таковой халькопирита, но ниже пирита, как у хлоантита. Рельеф выше миллерита. Спайность не наблюдается. При скрещенных николях характерен рисунок «ледяного узора».

Травится от HNO_3 (вскипает, буреет); от $\text{KMnO}_4 + \text{HCl}$ выявляется зональное или пластинчатое строение, от FeCl_3 и HgCl_2 слабо и медленно буреет.

Полуколичественными спектральными анализами в нем определены целые проценты никеля, мышьяка, иногда до одного процента Sb, десятые доли процента Co и Fe, сотые и тысячные доли процента Cu, Pb, Zn и Ag. Полученная рентгенограмма (табл. 3) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Леллингит (FeAs_2). Присутствует в виде второстепенной примеси в пирит-арсенопиритовых рудах, в тесном сростании с пиритом и арсенопиритом. Образует зернистые агрегаты размером 0,01—0,05 мм.

Определение леллингита основано на данных микроскопического изучения и микроспектральных анализов.

Отражательная способность леллингита почти как у арсенопирита, слабо двуотражает (в голубовато-белых и желтовато-белых тонах, что

Таблица 3

Рентгенограмма порошка никелина и хлоантита.
Условия съемки*: Cu , Ni , $T=3\text{ч}$, $2R=57,3$, $2r=0,5\text{мм}$

№ линий	Никелин		№ линий	Хлоантит	
	I	$d\alpha/n$		I	$d\alpha/n$
1	6	2,632	1	10	6,400
2	5ш	1,778	2	9	3,177
3	5	1,490	3	9	2,970
4	5	1,328	4	5	2,718
5	4	1,248	5	5—7	2,550
6	5	1,035	6	6	2,305
			7	3	2,167
			8	8	1,966
			9	5	1,892
			10	5ш	1,778
			11	2	1,719
			12	6	1,666
			13	2	1,553
			14	3	1,525
			15	6	1,450
			16	4	0,963
			17	3	0,925
			18	2	0,872

* Анализу была подвергнута проба, высверленная из аншлафа, где никелин и хлоантит в тесных сростаниях, в результате получилась одна рентгенограмма с линиями обоих минералов, которые здесь выделены для каждого минерала в отдельности. Анализы произведены в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

хорошо видно в сростках с арсенопиритом), анизотропный с цветным эффектом в нежно-розовых и зеленых тонах. Твердость средняя, рельеф ниже, чем рельеф пирита и арсенопирита. Спайность не наблюдается. Травится от HNO_3 , буреет, не вскипает и не дает иризации (в отличие от арсенопирита), от FeCl_3 (20%)—выявляются границы зерен, от FeCl_3 (50%)—буреет.

Микроспектральным анализом в нем определено: много Fe, As и следы Co и Ni.

Раммельсбергит (NiAs_2) редко встречающийся минерал, представляет только минералогический интерес.

Обычно встречается в ассоциации с другими арсенидами и сульфидами.

Представлен идиоморфными, призматическими кристаллами с ромбическим сечением. В зернистых сростках кристаллические индивиды также обнаруживают тенденцию к удлинненным формам. По времени выделения более ранний, чем арсенопирит. Размер кристаллических индивидов составляет 0,01—0,05 мм.

В отраженном свете отражательная способность выше, чем арсенопирита, двуотражение в воздухе очень слабо, в масле усиливается. Анизотропный с цветным эффектом в розоватых, бурых, зеленоватых

и голубых тонах. Твердость высокая. Травится от HNO_3 , бурет, чернеет, от FeCl_3 —слабый коричневый налет.

Микроспектрально в выделениях этого минерала обнаружены сильные линии Ni и As, слабые—Co и Fe.

Серия скуттерудита (смальтин— CoAs_2 , хлоантит— NiAs_2 , кобальт-скуттерудит $(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_3$, никель-скуттерудит— $(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$) установлена микроскопически в ничтожном количестве в ассоциации с никелином, миллеритом, линнеитом, полидимитом, кобальтином, арсенопиритом и другими сульфидами.

Представлены идиоморфными кристаллами и зернистыми агрегатами, размером 0,01—0,05 мм. Самостоятельные выделения имеют зональное строение, что хорошо выявляется травлением HNO_3 . В ходе травления сперва выявляются зональные границы срастания, а затем различные зоны травятся с различной интенсивностью. По всем микроскопическим данным здесь представлен не один минерал, а группа минералов, общее описание которых приведено ниже.

Минералы группы образуют прожилки и каймы внутри полей и вокруг агрегатов никелина, пирита, арсенопирита. Агрегаты этой группы минералов секутся и замещаются миллеритом, халькопиритом, блеклой рудой и галенитом.

Отражательная способность этой группы выше, чем у пирита, арсенопирита, почти как у никелина, миллерита. Изотропные. Цвет колеблется в зависимости от состава—серовато-белый, синевато-белый. По сравнению с миллеритом кремово-белые. Неоднородность состава этих минералов, выражающаяся в оттенках цвета, наблюдается под микроскопом, особенно четко в иммерсии. Твердость средняя—высокая. Полируются хорошо, иногда с треугольниками выкрошивания. Спайность ясная, у скуттерудита заметна редко. Смальтин и хлоантит травятся от HNO_3 . Скуттерудит—от концентрированного HNO_3 ; от HNO_3 (1:1) выявляется шероховатая поверхность, но чаще всего не травится. Скуттерудит не травится от FeCl_3 и HgCl_2 (в отличие от смальтина и хлоантита). Надо отметить, что скуттерудит от последних отличается также повышенной отражательной способностью. Из скуттерудитов, по всей вероятности, больше всего присутствует никелистая разность, так как микроспектральные и спектральные анализы показывают больше Ni, чем Co.

Из этой группы получена рентгенограмма порошка хлоантита (табл. 3).

Халькозин (Cu_2S) на месторождении представлен двумя разновидностями: гипогенным и гипергенным.

Гипогенный халькозин ассоциирует с пиритом, халькопиритом; блеклой рудой, энаргитом, люцитом; вторичный халькозин, кроме указанных минералов, также ковеллином, окислами, гидроокислами железа и меди.

Гипогенный халькозин образует мелкие пластинчато-сдвойникованные выделения. Интересно отметить, что пластинки в основном располагаются под углом относительно друг друга. Своеобразная пластинчатая структура этого типа И. С. Волинским (1949, 1955, 1959) объясняется параморфным превращением кубического халькозина в ромбический.

Гипогенный халькозин тесно срастается с энаргитом и люцитом.

Галенит (PbS) довольно часто встречающийся минерал на месторождении, находится в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, теллуридами. Образует идио-

морфные кристаллы и ксеноморфные агрегаты размером 0,03—3 мм, кородирующие другие сильфиды.

В некоторых участках месторождения образует очень тонкозернистые агрегаты в тесном графическом срастании со сфалеритом, бурнонитом, алтаитом. В первом случае имеет место замещение сфалерита галенитом, а в остальных—галенита указанными минералами.

В рудах с колломорфной текстурой нередко наблюдаются очень тонкозернистые агрегаты галенита, которые по периферии переходят в

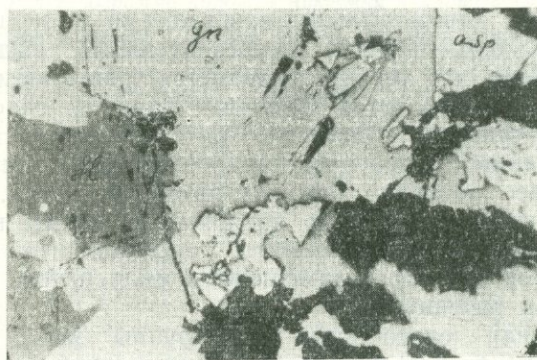


Рис. 11. Взаимоотношение сфалерита (sl), арсенопирита (asp) и галенита (gn). Пол. шл. $\times 100$.

тонко рассеянные выделения. Во всех случаях четко наблюдаются замещение пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, пирротина и кварца галенитом (рис. 11, 12).

Интересны взаимоотношения галенита с теллуридами, бурнонитом, с которыми он образует мирмекитовые структуры замещения. Здесь в результате взаимодействия теллурсодержащих растворов с галенитом

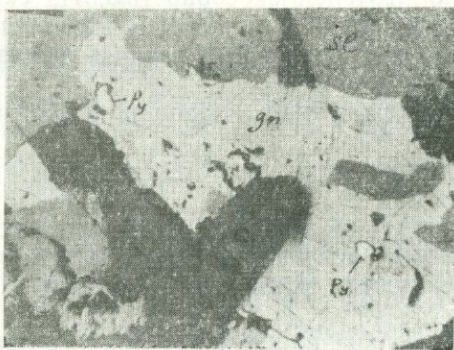


Рис. 12. Замещение пирита, кварца и сфалерита галенитом. Пол. шл. $\times 100$.

образуется пильзенит, алтаит, гессит и самородный теллур. По всей вероятности, часть Te идет на образование алтаита и самородного теллура, а часть—гессита, за счет серебра, содержащегося в галените. В результате вместо теллуrowисмутита частью образуется малотеллуристое соединение—пильзенит с некоторым количеством серебра, который всегда обнаруживается в этом минерале; самородный теллур всегда заполняет пустотки указанных минералов.

В полях галенита очень часто встречаются включения пирита, арсенопирита, сфалерита. В местах наложения антимонитовой стадии минерализации в результате взаимодействия растворов с галенитом, на контакте галенита образуются сульфосоли свинца и сурьмы—буланжерит, джемсонит, цинкениит, геокронит и нередко свинца, меди и мышьяка—зелигманит.

Полуколичественными спектральными анализами в галените обнаружены (в %): Si—0,03—1,0; Al—0,003—0,03; Mg—0,03; Ca—0,1—0,3; Fe—0,1—1; Mn—0,01—0,03; Ni—0,0005; Cu—0,04; Au—0,001—0,005; Ag—0,82; Sb—0,2; Bi—0,008; As—0,03—0,2; Zn—0,5—1; Cd—0,06; Sn—0,002; Te—0,005.

Как указывают минераграфические исследования, большая часть указанных элементов обязана примесям, представленным мелкими включениями собственных минералов.

Из этих элементов Ag, Cd, Te, Sn и Bi могут представлять практический интерес.

Наблюдениями структурных и текстурных особенностей в штуфах и полированных шлифах устанавливается, что галенит по времени выделения среди минералов является одним из последних: после халькопирита, блеклой руды, но до сульфосолей свинца и теллуридов.

Сфалерит (ZnS) распространенный минерал в рудах кварц-карбонат-сульфидной стадии минерализации. Представлен двумя разновидностями: темной, богатой железом и более светлой. Преобладает темная разновидность. Встречается в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом блеклой рудой, золотом, пирротинном и другими минералами. Довольно часто темный сфалерит встречается также в продуктах пирит-арсенопиритовой стадии минерализации. В небольших количествах сфалерит участвует в ассоциации низкотемпературного арсенопирита, пирита, халькопирита и блеклой руды, слагающей приконтактовые участки антимонитовых жил.

Сфалерит образует зернистые агрегаты и идиоморфные выделения, размер которых доходит до 0,5 см и более. Структура сфалерита

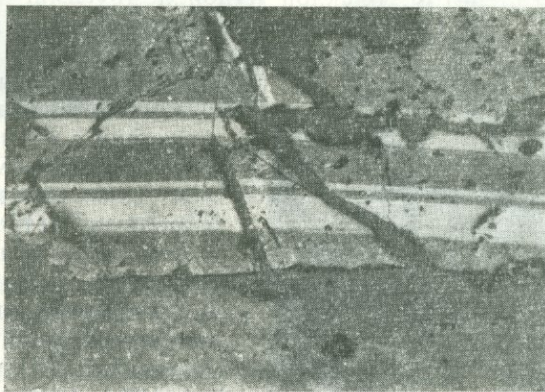


Рис. 13. Полисинтетические двойники сфалерита после травления в парах царской водки, пересекает кварц.

Пол. шл. х42.

аллотриоморфнозернистая и двойниковая, что хорошо наблюдается при травлении в парах царской водки (рис. 13). Нередко самостоятельные зерна имеют зональное строение, что обнаруживается замещением его поздними минералами (рис. 14).

Под микроскопом в полях сфалерита часто наблюдаются эмульсионные включения халькопирита, пирротина, станнина, которые сконцентрированы вдоль линий спайности или по краям зерен. В полях сфалерита наблюдаются также небольшие выделения теллуридов и золота, чаще всего по трещинам, замещая его.

Химическими анализами в темных сфалеритах определено до 14% железа, а полуколичественными спектральными анализами мономинеральных образцов определены следующие элементы (табл. 4).

Некоторые из приведенных элементов представлены механическими примесями и не представляют интереса, другие (Ag, Au, Te, Bi,

Таблица 4

Содержание примесей в сфалерите по полуколичественным спектральным анализам (25 пр.)

Элементы	Mg	Mn	Ni	Co	Ti	Cr	Cu	Pb
Содержание в %	0,63	0,88	0,004	0,0005	0,004	0,010	0,84	0,6

Продолжение

Hg	Sb	Bi	As	Cd	Te	Ga	Sn	Au	Ag
0,007	0,18	0,012	0,48	1,25	0,06	0,003	0,015	0,0035	0,018

Cd) достойны внимания и будут играть значительную роль при комплексом извлечении ценных компонентов.

Структурные взаимоотношения с другими минералами таковы: пирит и арсенопирит замещаются сфалеритом, а последний замещается халькопиритом, галенитом, блеклой рудой и другими.

Пирротин (FeS) часто встречающийся минерал руд месторождения. Кроме пирротина магматического происхождения, наблюдаемого

в незначительных количествах, в тонкорассеянном виде, в ассоциации с магнетитом, хромитом, ильменитом, халькопиритом, связанными с основными породами, встречается и пирротин гидротермального происхождения, в тесной ассоциации с сульфидами кварц-карбонат-полисульфидной стадии минерализации (с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и др.). В указанной ассоциации он почти всегда сростается с халькопиритом и замещает ранее отложившиеся минералы.

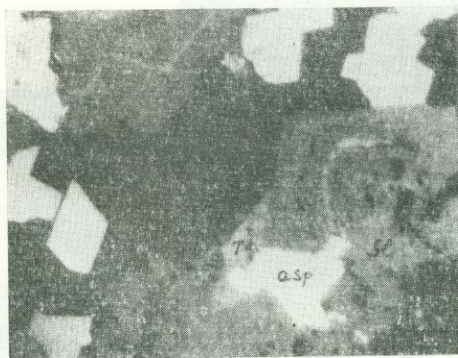


Рис. 14. Зональное замещение сфалерита (sl) тетраэдритом (Ti). Белое—арсенопирит. Черное—кварц. Пол. шл. x 150.

Размер выделений его составляет 0,02—1 мм, образует

неравномернозернистые агрегаты аллотриоморфной структуры.

В полях пирротина очень часто наблюдаются прожилочки и язычки халькопирита, он замещается также сфалеритом и нередко в виде остатков от замещения находится в последнем. Интересно отметить, что нередко пирротин под воздействием грунтовых вод, в верхних

горизонтах рудных тел замещается мельниковитом и марказитом, которые образуют интересные колломорфные структуры.

В полях пирротина часто встречаются округлые выделения золота и теллуридов (рис. 15), последние также нарастают на агрегаты и зерна пирротина. Золото и теллуриды тесно сростаются друг с другом, их размер составляет 0,001—0,005 мм. Благодаря содержанию таких включений пирротин один из важных золотоносных минералов.

Надо отметить, что пирротин с многочисленными включениями золота и теллуридов наблюдается в тех жилах, в которых он является преобладающим рудным минералом. Следует отметить, что количество включений золота и теллуридов в сульфидах находится в прямой зависимости от количественного проявления того или иного сульфида.

В пирротине полуколичественными спектральными анализами определены (в %): Mn—0,02; Ni—0,06, Co—0,035, Ti—0,003, Cr—0,2, Cu—0,8, Pb—0,16, Ag—0,0056, Au—0,001—0,002, Bi—0,001, As—0,1, Zn—0,08, Sn—0,0001.

Киноварь (HgS) установлен в нижних горизонтах месторождения в тех арсенопиритовых жилах, где наложена золото-теллуровая

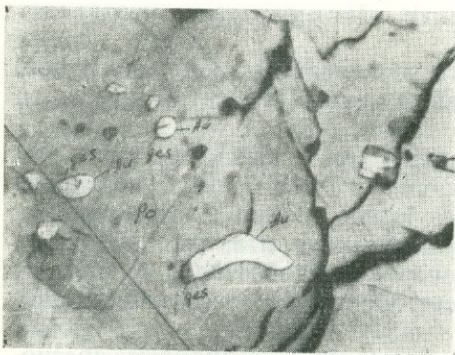


Рис. 15. Округлые выделения золота (Au) и гессита (Gs) в пирротине (Po). Темно-серое— пирите золото (Au). Черное—кварц. Пол. шл. халькопирит (Cr). Пол. шл. х100.

Рис. 16. Полидимит (Pd) с пиритом (Py). В пирите золото (Au). Черное—кварц. Пол. шл. х100.

и антимонитовая минерализация. Здесь киноварь тесно ассоциирует с золотом, теллуrowисмутитом, алтанитом, гесситом, зелигманитом и бурнонитом. Представлен в виде ксеноморфных выделений в трещинах арсенопирита. Размер выделений обычно незначительный и колеблется в пределах 0,005—0,01 мм. Замещает пирит, арсенопирит, зелигманит и бурнонит. По всей вероятности, киноварь образовалась совместно с сульфосолями в антимонитовую стадию минерализации.

В отраженном свете характеризуется синевато-белым цветом. Отражательная способность как у бурнонита и зелигманита. Двуотражение слабое в розовых, желтых тонах. Эффекты анизотропии в скрещенных николях довольно сильные, но затушеваны кроваво-красными внутренними рефлексами. Низкой твердости. Рельеф как у бурнонита, зелигманита. Травится от царской водки (вскипает).

Киноварь легко отличается макроскопически и под бинокулярным микроскопом своим характерным цветом и алмазным блеском.

Миллерит (NiS) встречается редко, в ассоциации с никелином, хлоантитом, гарниеритом, тесно сростаясь с ними. Он установлен также в полисульфидных рудах, где в виде прожилков замещает арсенопирит

и заполняет промежутки обломков арсенопирита и нарастает на них. По миллериту здесь развивается халькопирит.

Миллерит главным образом представлен в виде игольчатых волоковидных выделений или радиально-лучистых сростков. Размер самостоятельных выделений составляет 0,01—0,05 мм. Миллерит под микроскопом характеризуется следующими свойствами: отражательная способность как у пирита, двуотражает, что хорошо видно в зернистых сростках, параллельно удлинению—кремово-желтый, перпендикулярно—латунно-желтый (в масле светло-желтые и коричневые тона). Сильно анизотропный в желтых—фиолетовых тонах. Угасание прямое, но неполное. Цвет чисто-желтый, по сравнению с халькопиритом светло-желтый. Твердость средняя, рельеф ниже, чем рельеф хлоантита, никелина. Полируется хорошо. Со спайностью. Часто сдвойникован.

Травится от концентрированной HNO_3 . Остальные реактивы не действуют. Микрохимическое испытание на Ni положительно.

Линнеит (Co_3S_4) встречается часто в рассеянном состоянии, в незначительных количествах, образуя идиоморфные выделения октаэдрического габитуса размером 0,005—0,01 мм, а также цепочковидные агрегаты в интерстициях зерен жильных минералов, вокруг агрегатов пирита, арсенопирита, пирротина. Размер таких агрегатов составляет 0,05—0,1 мм.

Линнеит замещается халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, золотом, теллуридами. Он образует кайму вокруг агрегатов или зерен полидимита.

Диагностические признаки: отражательная способность ниже, чем у пирита (около халькопирита). Изотропный. Цвет белый с кремовым оттенком. Твердость высокая. Рельеф выше, чем у халькопирита, сфалерита, пирротина, но ниже пирита и арсенопирита. Со спайностью, параллельно (100). Травится от концентрированной HNO_3 , буреет, от HNO_3 (1:1)—тускнеет, от HgCl_2 —буреет. Остальные реактивы не действуют.

Микрохимия на Co положительна. Ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, кобальтином, полидимитом, бравоитом, минералами серии скуттерудита, пирротинном, халькопиритом и другими минералами третьей стадии минерализации.

Полидимит (Ni_3S_4) часто встречающийся минерал в рудах полиметаллической стадии минерализации. Ассоциирует с теми же минералами, что и линнеит. Характерно тесное срастание полидимита с последним. В таких сростках, в масле нередко наблюдаются различные оттенки цвета от светло-серых, фиолетовых, сиреневых до розовых. По всей вероятности, кроме линнеита и полидимита, присутствуют также и другие члены изоморфного ряда линнеит-полидимит. Формы нахождения и размеры частиц такие же, как у линнеита. В одном случае он образует прожилки с пиритом и содержит включения золота. Необходимо отметить тяготение золота и к этому минералу, так как почти всегда его выделения замещаются золотом и теллуридами (рис. 16). Размер выделений золота в нем составляет 0,005—0,01 мм.

Минераграфические признаки полидимита таковы: отражательная способность выше, чем у линнеита (но ниже, чем у пирита), отражательная способность для красных лучей выше, чем для остальных, чем и объясняется розоватый оттенок по сравнению с линнеитом. Изотропный. Цвет светло-латунно-желтый, в сростках с пиритом розоватый. Твердость как у линнеита. Травится от HNO_3 (коричневое пятно, иногда отрицательно), от HCl —капля желтеет. Остальные реактивы не действуют. Микрохимия на Ni положительна.

Антимонит (Sb_2S_3) один из широко распространенных минералов месторождения. Является основным компонентом антимонитовой стадии минерализации. Встречается в виде идиоморфных кристаллов и зернистых агрегатов, в характерных для него радиально-лучистых сростках. Размер самостоятельных выделений доходит до 2—3 см в длину. Представлен в ассоциации с буланжеритом, самородной сурьмой, джемсонитом, цинкениом, бурнонитом, геокронитом, пиритом, халькопиритом, игольчатым арсенопиритом, кальцитом, кварцем.

В выделениях антимонита отчетливо наблюдается полисинтетическая, пластинчатая сдвойникованность, в них часто отмечаются следы деформации—кристаллы изогнуты и скручены (рис. 17).

Химическими анализами в минерале определены: Sb—70,89, S—24,44%, а полуколичественными спектральными анализами (в 10 пробах): Si, Mg, Al, As, Ca, Fe, Cu, Pb, Bi, Zn в десятых и сотых долях процента; Ag, Cd, Te, Sn и Hg—в сотых и тысячных долях процента.

Рентгенометрические исследования (табл. 5) показали индентичность с дебаэграммой антимонита из месторождения Фельзобанья—Венгрия (В. И. Михеев, 1957).

Висмутин (Bi_2S_3) обнаруживается изредка в сульфидных и золото-теллуридовых рудах в ассоциации с пиритом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом, самородным висмутом, теллуrowисмутитом, алтаитом и золотом. Является одним из поздних минералов в ассоциации сульфидов. Образует ксеноморфные выделения в промежутках зерен и агрегатов сульфидов, замещая их, а сам замещается теллуридами.

В отраженном свете цвет кремово-белый, в масле с голубовато-серым оттенком. Отражательная способность близка к отражательной способности халькопирита, двуотражающий, анизотропный (дисперсия в серых-, желто-бурых, серо-фиолетовых тонах). Твердость почти как у

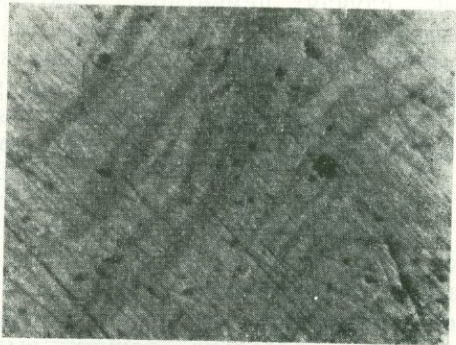


Рис. 17. Пластинчатые двойники антимонита, выявленные двуотражением. Пол. шл. x100.

Межплоскостные расстояния антимонита.
Условия съемки* $Fe_{\alpha,\beta}$; $T=3,5$ ч.; $2R=57,3$; $2r=0,5$ мм

Таблица 5

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	4	5,77	5,23	11	5	2,108	1,911
2	4	5,12	4,64	12	10	1,946	1,763
3	3	4,02	3,64	13	6	(1,873)	1,697
4	6	3,57	3,24	14	4	1,778	1,612
5	5	3,25	2,94	15	4	1,729	1,517
6	5	3,08	2,79	16	8	1,692	1,534
7	5	(2,81)	2,543	17	5	1,449	1,513
8	5	2,761	2,503	18	5	1,320	1,197
9	8	2,545	(2,29)	19	4	1,079	0,978
10	10	2,294	2,079	20	3	1,022	0,926

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

галенита, но ниже халькопирита. Спайность параллельна удлинению. Образует короткостолбчатые агрегаты, тесно срастаясь с халькопиритом. От HNO_3 чернеет, HgCl_2 —становится светло-бурым, коричневатым.

Минерал подтвержден микроспектрально и микрохимически. Косвенными данными, подтверждающими наличие висмута, являются химические и спектральные анализы сульфидных руд и минералов, по которым содержание висмута в них достигает нередко нескольких процентов.

Пирит (FeS_2) один из распространенных минералов на месторождении. Он является главным минералом арсенопиритовой и полисульфидной (полиметаллической) стадий минерализации. Незначительная часть пирита встречается в продуктах дорудной кварцевой стадии минерализации и вмещающих измененных породах, совместно с небольшим количеством халькопирита, пирротина, магнетита и хромита, которые связаны с боковыми породами, встречаясь в тех местах, где наблюдаются многочисленные включения вмещающих пород. Пирит в таких случаях цементирует катаклазированные агрегаты хромита и магнетита. Описанная генерация пирита характеризуется многочисленными включениями пород, располагающихся по зонам роста. Такой пирит имеет кубическую и кубоктаэдрическую форму и гипидисморфнозернистую структуру. Самостоятельные выделения имеют зонально-кристаллическое строение. Микротвердость такого пирита в зависимости от строения и посторонних включений варьирует в широких пределах от 700 до 1500 кг/мм^2 (П. С. Бернштейн и др., 1968). ТЭДС меняется от 0 до 240 мкВ/град . Содержание примесей приводится в табл. 9, откуда видно, что в таких пиритах отсутствуют элементы руд более поздних стадий или присутствуют в небольших количествах, но в них высоко содержание элементов вмещающих пород.

В виде довольно тонких выделений, совместно с игольчатым арсенопиритом и марказитом, пирит представлен также в рудах антимонитовой стадии минерализации. Здесь он образует тесные сростки с марказитом и обрастается призматическими выделениями низкотемпературного арсенопирита. Пирит в антимонитовых рудах образует аллотриоморфнозернистые агрегаты размером $0,1\text{—}0,5 \text{ мм}$. Он от других генераций пиритов отличается также содержанием примесей (табл. 6), ТЭДС (от 0 до 440 мкВ/град) и микротвердостью ($700\text{—}1800 \text{ кг/мм}^2$).

В пирит-арсенопиритовую стадию минерализации пирит по сравнению с арсенопиритом представлен в подчиненном количестве. Выделение пирита из растворов началось первым, а дальше шло параллельно с арсенопиритом. Здесь он представлен кубическими, кубоктаэдрическими и додекаэдрическими формами. Образует гипидиоморфнозернистые структуры. Обычно сильно катаклазирован (рис. 18) и замещен поздними минералами. Размер агрегатов составляет $0,5\text{—}1 \text{ см}$. Микротвердость: $H_{\text{ср}} = 1000\text{—}1900 \text{ кг/мм}^2$, ТЭДС от $+200$ до $+600 \text{ мкВ/град}$. Содержание элементов-примесей приводится в табл. 6.

Пирит в кварц-карбонат-полисульфидной (полиметаллической) стадии является преобладающим минералом. Этот пирит отличается от описанных выше генераций формами выделения, свежестью, ассоциацией и содержанием примесей (табл. 6). Здесь он образует хорошо выраженные кристаллографические формы, представленные гексаэдрами, ромбическими додекаэдрами, икосаэдрами и их комбинациями, а также средне-крупнозернистыми и мелкозернистыми агрегатами, с участками пирита колломорфного и зонального строения. В отмеченной ассоциации пирит замещается арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами, галенитом, золотом, теллуридами и другими

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в различных генерациях пирита

Генерации	Кол-во проб	С о д е р ж а н и е э л е м е н т о в в %																
		Mg	Mn	Ni	Co	Ti	Cr	Cu	Pb	Hg	Sb	Bi	As	Zn	C d	Te	Ag	Au
Пирит из кварцевых жил и измененных пород	5	0,01	0,03	0,003	0,001	0,15	0,01	0,03	0,002	0,0001	—	—	0,03	0,01	—	—	—	—
Пирит из пирит-арсенопиритовых руд	8	0,3	0,06	0,006	0,01	0,004	0,002	0,1	0,1	0,001	0,03	0,001	1,3	0,6	0,001	0,32	0,0065	0,006
Пирит из полисульфидных руд	20	0,35	0,05	0,08	0,02	0,002	0,03	0,25	0,1	0,005	0,01	0,0015	0,5	0,2	0,002	0,09	0,007	0,008
Пирит из антимонитовых руд	5	0,5	0,24	0,08	0,01	0,011	0,03	0,13	0,04	0,007	0,15	0,0004	0,9	0,07		0,01	0,0066	0,01

сульфидами и сульфосолями (рис. 19). В пирите наряду с прожилковыми формами выделения золота и теллуридов, наблюдаются и каплевидные, эллипсовидные с гладкими контурами, что свидетельствует (G. M. Schwarter, 1944, И. Н. Масленицкий, 1948) о одновременности их образования, т. е. о наличии ранних генераций золота и некоторых теллуридов (теллуровисмутита, гессита, алтаита и сильванита). Микро-твердость описанного пирита колеблется в пределах 700—1300 кг/мм², ТЭДС от 50 до +500 мкв/град. Таким образом, по ассоциации минера-



Рис. 18. Катаклазированный пирит. Черное—кварц. Пол. шл. $\times 100$.

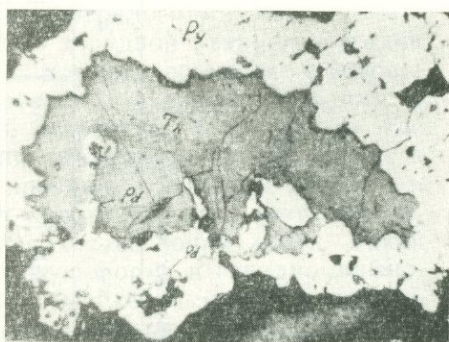


Рис. 19. Метакolloидный пирит замещается теннантитом (Тн). Они вместе секутся прожилочком полидимита (Pd). Черное—кварц. Пол. шл. $\times 70$.

лов, форме, взаимоотношений с другими минералами, внутреннему строению, содержанию примесей, твердости и значению ТЭДС, на месторождении выделяется пять разновидностей пирита.

По содержанию золота, серебра, теллура и других ценных элементов, пирит один из важных компонентов руд.

В зоне окисления, за счет окисления пирита, содержащееся в нем золото освобождается и концентрируется во вторичных продуктах.



Рис. 20. Идиоморфные выделения бравойта (br) в алтанте (at). Все они замещают марказит (Mrk). Черное—кварц. Пол. шл. $\times 42$.

Бравойт $(\text{NiFe})\text{S}_2$ —спорадически встречающийся минерал в рудах месторождения. Встречается в ассоциации с пиритом, марказитом, халькопиритом, арсенопиритом, линнеитом, полидимитом, золотом, теллуридами, пирротином и другими арсенидами и сульфидами. Образует идиоморфные кристаллы пентагондодекаэдрического, октаэдрического и кубического облика (рис. 20), а также зернистые агрегаты размером 0,01—1 мм.

Агрегаты и зерна бравойта очень часто замещаются теллуридами и золотом, которые в виде включений находятся в них. Сам бравойт образует каймы вокруг агрегатов пирита, арсенопирита, марказита. Нередко развивается по интерстициям зерен жильных минералов, и в

таких случаях форма агрегатов обуславливается конфигурацией зерен жильных минералов.

Полуколичественными спектральными анализами в нем определены целые проценты Fe и Ni, следы Co, десятые доли процента Te, Pb, Au, Ag и Cu. Последние представлены механическими примесями. Микроспектральные и микрохимические анализы в свою очередь также подтверждают принадлежность этого минерала к бравониту.

Диагностические признаки минерала таковы: отражательная способность ниже пирита, выше галенита. R для желтых лучей составляет 48—49%. Изотропный, цвет колеблется (по всей вероятности, в зависимости от состава): розовый, кремово-розовый, коричневый, темно-коричневый или слегка фиолетовый. Розовый цвет хорошо наблюдается в сростках с алтаитом, а в сростках с мелонитом и теллуrowисмутитом оттенки фиолетовый.

Твердость также колеблется, чаще всего ниже пирита. $H_{ср} = 762 \text{ кг/мм}^2$. Рельеф ниже пирита, но выше халькопирита, пирротина. Спайность не наблюдается. Часто имеет зональное строение. Травится концентрированной HNO_3 .

Рентгенограмма (табл. 7) сходна с эталоном (П. Рамдор, 1962).

Таблица 7

Межплоскостные расстояния бравонита
Условия съемки*: $\text{CuK}\alpha$, β ; $2R = 57,3$; $2\theta = 0,5^\circ \text{ мм}$

№ линий п/п	l	$d_{\alpha/\text{п}}$	№ линий п/п	l	$d_{\alpha/\text{п}}$
1	5	2,95	9	1	1,261
2	10	2,49	10	4	1,090
3	2	2,250	11	3	1,047
4	3	2,055	12	3	0,877
5	1	1,768	13	4	0,857
6	2	1,672	14	1	0,735
7	8	1,598	15	1	0,823
8	9	1,465	16	1	0,809

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР, Э. Х. Хуршудян.

Ваэсит (NiS_2) встречается довольно часто в тех участках полиметаллических и золото-теллуrowых жил и прожилков, где довольно много включений вмещающих пород.

Ваэсит встречается в ассоциации с бравонитом, полидимитом, линнеитом, пиритом, арсенопиритом, хлоантитом и миллеритом, образуя идиоморфные включения в гидротермально измененных включениях пород или же каймы вокруг породообразующих минералов, в том числе и минералов вторичного изменения пород.

Возможно, часть из перечисленных минералов образовалась за счет преобразования породообразующих минералов в зоне вторичного сульфидного обогащения, под влиянием поверхностных или циркулирующих грунтовых вод. Следует отметить, что обычно отмеченные минералы ассоциируют с продуктами коры выветривания основных и ультраосновных пород—гарниеритом, непунитом, керолитом, сарпофитом, монтморилонитом, аннабергитом, заратитом, никелевым хлоритом и другими минералами.

Размер отдельных зерен ваэсита составляет 0,01—1 мм, агрегатов 0,5—3 мм.

Ваэсит является крайним членом изоморфного ряда пирит—ваэсит, поэтому в отдельных выделениях нередко проявляются признаки промежуточных членов. Такие выделения в отраженном свете имеют зональное строение, отдельные зоны которых характеризуются различными оттенками цвета, твердостью и отражательной способностью.

Зерна ваэсита представлены октаэдрическими, додекаэдрическими и комбинированными формами. Непрозрачный, с металлическим блеском. Отражательная способность как у бравоита—45—48%. Цвет в кремово-розовых, фиолетово-кремовых тонах. Они меняются даже на одном зерне. Изотропный. Спайность не наблюдается. Твердость средняя. Микротвердость: $H_{\text{ср}} = 750 \text{ кг/мм}^2$. Полируется хорошо. Ваэсит травится от HNO_3 . Микрохимия на Ni положительна. Микроспектрально в нем определены: никель (много), железо, кобальт, мышьяк (мало).

Рентгенограмма (табл. 8) сходна с таковой ваэсита из Катанги (В. И. Михеев, 1957).

Марказит (FeS_2) распространенный минерал в рудах третьей стадии. Ассоциирует с пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и другими минералами.

Таблица 8

Межплоскостные расстояния ваэсита
Условия съемки: * $\text{CuK}\alpha$, $2R=57,3$; $2r=0,5 \text{ мм}$

№ линий п/п	I	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	№ линий п/п	I	$d\alpha/n$	$d\beta/n$
1	7	2,809	2,535	7	5	1,505	1,358
2	8	2,510	2,260	8	3	1,228	1,108
3	7	2,280	2,060	9	3	(1,206)	1,088
4	6	1,990	1,796	10	7	1,085	0,979
5	10	1,692	1,527	11	3	1,046	0,944
6	4	1,563	1,410	12	1	0,996	0,899

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Образует короткостолбчатые и копьевидные кристаллы, зернистые, перьевидные, радиально-лучистые агрегаты, а также сажистые скрытокристаллические скопления за счет пирротина.

Размер самостоятельных индивидов достигает 1—2 мм. Очень характерны полисинтетические и пластинчатые двойники. Часто наблюдается зональное строение (рис. 21).

Почти всегда срastaются с пиритом и замещается халькопиритом, сфалеритом, золотом и теллуридами. Нередко тесно срastaющиеся агрегаты пирита и марказита окаймляют или образуют прожилки в хромите и магнетите.

В первичных рудах, кроме описанных форм марказита, наблюдаются еще скрытокристаллические формы, развивающиеся по пирротину. В таких рудах очень часто встречаются неправильной формы выделения золота, размер которых составляет 0,001—0,01 мм.

В марказите спектральным анализом определены (в %): Mn—0,0003; Co—0,002; Cr—0,003; Cu—0,6; Pb—0,018; Ag—0,0056; Au—0,0032; Sb—0,032; Bi—0,00032; As—0,32; Zn—0,032.

Кобальтин $(\text{Co,Fe})\text{AsS}$ редко встречающийся минерал третьей стадии минерализации. Ассоциирует с герсдорфитом, арсенопиритом, пиритом, хлоантитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и

другими минералами указанной стадии. Представлен изометрическими, идиоморфными выделениями октаэдрического, гексаэдрического облика, размером 0,01—0,05 мм. В виде изолированных кристаллов и зернистых агрегатов отмечается в халькопирите, пирите, арсенопирите и кварце.

Кобальтин замещается халькопиритом, галенитом, сфалеритом, теллуридами и золотом.

Под микроскопом характеризуется высокой отражательной способностью (почти как у пирита, арсенопирита). R для красной части спектра составляет 49—51%. Цвет белый с розоватым оттенком, по сравнению с арсенопиритом розоватый, с пиритом—белый, с розовым оттенком. Двухотражающий, что заметно в иммерсии и особенно в зернистых агрегатах, слабо анизотропный. Образует двойники. Отдельные зерна характерны зонарным строением. Спайность обнаруживается отчетливо.

Твердость высокая—выше арсенопирита, но ниже пирита.

Микротвердость: 950,3—1050,5 кг/мм², при нагрузке 20 г. Стандартные реактивы не действуют. Под действием $KMnO_4 + H_2SO_4$ обнаруживаются очертания зерен и двойники. Слабо травится также от HNO_3 .

Микрохимия на Co положительна. Микроспектрально в самостоятельных выделениях обнаружено Co и в незначительных количествах Fe и Ni. Наличие кобальтина подтверждается также спектральными и химическими анализами руд. В табл. 9 приводится рентгенограмма кобальтина, которая сходна с рентгенограммой эталона (В. И. Михеев, 1957).

Герсдорфит ($NiAsS$) спорадически встречающийся в рудах месторождения минерал. Ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, кобальтином, полидимитом, линнеитом, теллуридами, смальтин-хлоантитом и другими минералами. Образует изометрические, идиоморфные выделения и зернистые агрегаты размером 0,05—0,1 мм. Самостоятельные выделения иногда имеют зонарное строение, что наглядно видно в зернах, замещенных теллуридами и золотом (рис. 22).

Любопытно отметить, что почти всегда наблюдается замещение

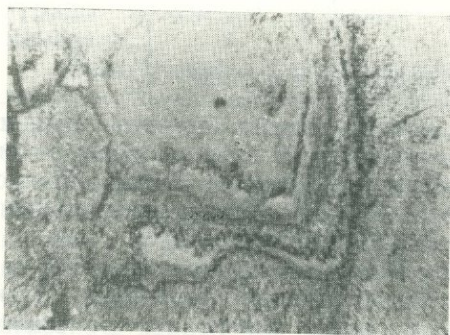


Рис. 21. Зонально-колломорфный
марказит (Mgk) и мельникит (mel).
Пол. шл. $\times 100$.



Рис. 22. Зональное замещение герсдорфита (ger)—теллуrowисмутитом (Tv). Черное—кварц. Пол. шл. $\times 100$.

этого минерала, а также бравоита, ваэсита, полидимита, линнеита, арсенопирита и пирита теллуридами и золотом. По всей вероятности, это объясняется (М. V. Goldschmidt, 1954; F. Ch. Lincoln, 1911) особыми осаждающими свойствами минералов Fe, Co, Ni, As или легко подающимся к замещению свойствами этих минералов. Возможно,

этому способствовало зональное строение и хрупкость описанных минералов. Нередко включения последних наблюдаются в полях золота, теллуридов, чем и объясняется присутствие Co, Ni, Fe и As в мономинеральных пробах теллуридов и золота.

Под микроскопом герсдорфит характеризуется следующими признаками: отражательная способность между галенитом и пиритом.

Таблица 9

Межплоскостные расстояния кобальтина и коринита
Условия съемки: * Fe, $K_{\alpha, \beta}$; $2R=57,3$

К о б а л ь т и н			К о р и н и т		
№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\eta}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\eta}$
1	4	(3,52)	1	1	3,68
2	9	3,22	2	1	3,57
3	9	2,82	3	1	3,32
4	10	2,53	4	10	3,21
5	1	2,36	5	8 ш	2,84
6	9	2,30	6	10	2,54
7	4	2,18	7	2	2,35
8	5	2,05	8	6	2,32
9	3	1,872	9	3	2,16
10	1	1,797	10	1	2,08
11	9	1,703	11	3	2,00
12	1	(1,665)	12	2	1,794
13	1	1,630	13	8	1,716
14	1	1,603	14	4	1,576
15	4	1,550	15	5	1,519
16	5	1,508	16	3	1,484
17	1	1,431	17	1	1,408
18	1	1,397	18	2	1,380
19	1	1,294	19	1	1,237
20	2 ш	1,247	20	1	1,211
21	3	1,230	21	1	1,168
22	2	1,201	22	2	1,093
23	3 ш	1,152	23	1	1,056
24	7 ш	1,085	24	1	1,038
25	6	1,047	25	1	1,027
26	5	1,029			
27	6	1,997			

* Анализ произведен в ЦНИГРИ (П. С. Бернштейн и др., 1968).

Изотропный. Цвет белый. Твердость меньше пирита, арсенопирита, но больше линнеита, полидимита. Со спайностью. В виде изометрических зерен с треугольниками выкрашивания. Травится от HNO_3 . Микрoхимическое испытание на Ni положительно. Микроспектральными анализами в нем определены: Fe, Ni, Co, As, Sb, Mg и Ca.

Последние два элемента связаны с жильными минералами, так как анализируемые выделения находились в полях карбоната. Присутствие кобальта и сурьмы связано с наличием переходной к ульманиту разности—коринита, который рентгенометрически был установлен П. С. Бернштейном и др. (1968), табл. 12.

По структурным взаимоотношениям с другими минералами, место выделения герсдорфита определяется после пирита, арсенопирита и бравонита.

Арсенопирит (FeAsS) после пирита второй минерал по распространенности. Преобладающая часть арсенопирита отлагалась в пирит-арсенопиритовую стадию рудного процесса, в ассоциации с пиритом, сфалеритом и незначительным количеством леллингита, блек-

лых руд, галенита и халькопирита; другая часть—в кварц-карбонат-полисульфидную (полиметаллическую) стадию в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, раммельсберgitом, кобальтином, галени- том, марказитом, пирротинот, золотот, теллуrowисмутитот и другими минералами.

В отмеченных ассоциациях арсенопирит образует толстопризматические выделения и зернистые агрегаты размером 0,5—3 см. Размер зерен составляет 0,3—1 см. Нередко отдельные участки жил целиком сложены пирит-арсенопиритовыми агрегатами, образуя массивные текстуры руд.

Другая генерация арсенопирита представлена низкотемпературной игольчатой, шестоватой разностью, в ассоциации пирита, марказита и, в редких случаях, блеклой руды, сфалерита, галенита и халькопирита. Отмеченная ассоциация минералов слагает приконтактовые участки антимонитовых жил. Минералы этой ассоциации замещаются антимонитом, буланжеритом, джемсонитом, цинкенитом и в виде включений находятся в полях последних. Эта генерация образует радиально-лучистые агрегаты, крестообразные двойники, звездчатые тройники и иные формы (рис. 23). Размер агрегатов достигает 0,5 см. Размер самостоятельных зерен составляет 0,2—0,3 см в длину. Обычно в виде тонкой вкрапленности рассеян в темном, мелкозернистом кварце. Агрегаты и зерна такого арсенопирита совместно с ассоциирующими минералами наблюдаются в трещинах и пустотках ранее отложившихся минералов, в том числе и арсенопирита ранней генерации.

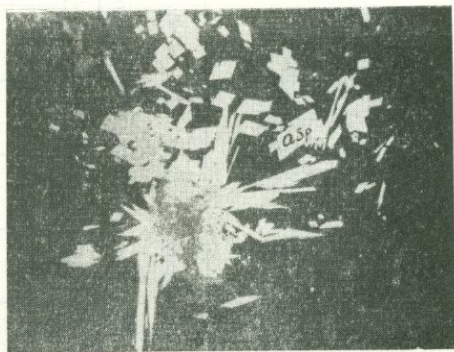


Рис. 23. Лучистый агрегат низкотемпературного арсенопирита в кварце. Пол. шл. $\times 70$.

Толстопризматические генерации арсенопирита обычно катаклазированы и по трещинам катаклаза развиваются поздние сульфиды, золото, теллуриды и нередко жильные минералы.

Разновременные образования арсенопирита отличаются друг от друга не только внешними формами, но и микротвердостью, содержаниями примесей (табл. 10) и, как было отмечено, ассоциациями минералов.

Микротвердость толстопризматического арсенопирита составляет 700—1400 кг/мм² (П. С. Бернштейн и др., 1968), а низкотемпературного—600—1200 кг/мм². ТЭДС—толстопризматического варьирует от 400 до 600 мкв/град, а тонкопризматического—от 450 до 600 мкв/град.

Самостоятельные выделения арсенопирита часто имеют зонарное строение, что хорошо наблюдается после травления и при замещении теллуридами и другими поздними минералами (рис. 24).

В трещинах арсенопирита очень часто наблюдаются прожилочки и пластинки золота и теллуридов (рис. 25); нередко в полях последних наблюдаются реликты от замещения арсенопирита, чем и следует в основном объяснить содержание некоторого количества мышьяка и железа в золоте и теллуридах.

Арсенопирит в пирит-арсенопиритовую стадию минерализации начал выделяться из растворов почти одновременно с пиритом, с

Таблица 10

Содержание примесей в разностях арсенопирита по спектральным анализам

Разности арсенопирита	Кол-во проб	С о д е р ж а н и е э л е м е н т о в в %															
		Mg	Mn	Ni	Co	Ti	Cr	Cu	Pb	As	Sb	Bi	As	Zn	Cd	Te	Au
Арсенопирит из пирит-арсенопиритовых руд	12	0,5	0,01	0,003	0,01	0,001	0,0001	0,08	0,09	0,0025	0,05	0,0006	>10	0,4	0,004	0,04	0,017
Арсенопирит из полиметаллических руд	10	0,3	0,03	0,08	0,009	0,005	0,003	0,05	0,2	0,007	0,1	0,0003	>10	0,7	0,01	0,06	0,021
Низкотемпературный арсенопирит	3	0,65	0,01	0,3	0,01	0,02	0,23	0,03	0,02	0,002	0,65	0,065	>10	0,03	—	0,2	0,2

некоторым опережением последнего. В полисульфидной ассоциации он выделяется после раммельсбергита, но раньше всех других сульфидов. Последняя генерация выделяется после пирита, но до остальных минералов.

В зоне окисления за счет арсенопирита образуются окислы и арсенаты.

Как видно из табл. 10, арсенопирит с таким содержанием золота, серебра, теллура, висмута и других элементов в связи с широким развитием его в рудах, играет значительную роль в общем балансе золоторудного оруденения.

Рентгенограмма низкотемпературного арсенопирита приводится в табл. 11, которая сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Таблица 11

Межплоскостные расстояния арсенопирита третьей генерации
Условия съемки*: $Fe_{\alpha, \beta}$; $2R=57,3$; $2r=0,5$ мм

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	2	3,079		17	5	1,533	
2	3-4	2,908	2,636	18	3	1,436	1,338
3	2	2,811		19	2	1,423	
4	10	2,638		20	3	1,385	
5	2	2,526		21	6	1,342	
6	9	2,410		22	1	1,300	
7	3	2,188		23	1	1,273	
8	3	2,080		24	5	1,218	
9	4	1,990	1,807	25	1	1,167	1,058
10	3	1,930	1,749	26	1	1,133	1,027
11	9	1,808		27	4	1,109	1,005
12	5	1,752		28	3	1,070	
13	4	1,690	1,531	29	3	1,052	
14	6	1,623		30	4	1,045	
15	4	1,603		31	4	1,028	
16	2	1,586		32	5	1,007	

* Анализ произведен в ИМГРЭ Ю. А. Пятенко.

Гудмундит ($FeSbS$) в рудах месторождения встречается редко. Находится в ассоциации с арсенопиритом, бравоитом, пиритом, блеклой рудой, антимонитом, буланжеритом, халькопиритом, галенитом, зелигманитом, геокронитом, бертьеритом.

Идиоморфные выделения гудмундита были установлены в приконтактовых участках сульфоантимонитовых и антимонитовых жил и прожилков. Образование гудмундита связано с привнесом сурьмы в полиметаллической и поздней антимонитовой стадий минерализации.

Образует идиобластические выделения размером 0,01—0,05 мм, включенные в кварц и карбонат.

В отраженном свете характеризуется белым цветом. В иммерсии имеет слегка розоватый оттенок, что хорошо наблюдается в различных секторах одного и того же выделения или же у различных зерен в зернистых агрегатах. Отражательная способность несколько выше арсенопирита. Двуотражение отчетливее с цветным эффектом в белых, розовых тонах. Анизотропия сильная с цветным эффектом в белых, серых, зеленых, голубых, коричневых и фиолетовых тонах. Твердость ниже, чем у арсенопирита, почти такая, как у пирротина. Спайность отсутствует. Как у минералов группы линнент-полидимита, наблюдаются своеобразные двойники, как бы отличающиеся по твердости.

Нередко, кроме идиоморфных включений, образует каймы зернистых агрегатов вокруг пирита, пирротина и карбонатов. Замещается сульфосолями сурьмы, свинца и мышьяка. Локальными микроспектральными анализами в минерале определены железо, сурьма и следы свинца.

Теннантит— $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ и тетраэдрит— $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ —довольно обычные минералы в рудах кварц-карбонат-полисульфидной стадии минерализации. В небольших количествах встречаются также в продуктах пирит-арсенопиритовой и антимонитовой стадий минерали-

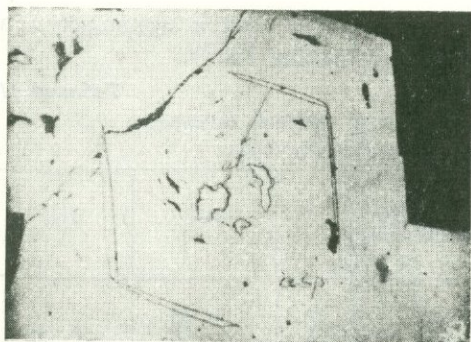


Рис. 24. Зональное замещение арсенопирита алтантом. Пол. шл. $\times 70$.

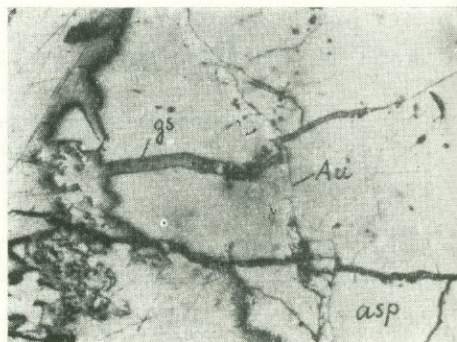


Рис. 25. Теллуриды и золото замещают арсенопирит (Asp). Прожилки гессита (Gs) пересекаются прожилком золота (Au). В полях теллуровисмутита остатки от замещения арсенопирита. Пол. шл. $\times 100$.

зации. Встречаются они в ассоциации с пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, бурнонитом, антимонитом, энаргитом, люцитом и другими сульфидами. Образуют идиоморфные кристаллы тетраэдрического габитуса и комбинированных форм, а также зернистые агрегаты. Размер зерен и агрегатов составляет 0,01—0,1 мм, иногда 2—3 мм. В совместных выделениях с халькопиритом образуют агрегаты аллотриоморфнозернистой структуры.

Описываемые минералы образуют прожилочки в халькопирите, сфалерите, пирите или замещают их, часто включая их остатки в себе. В полях пирита, халькопирита и сфалерита наблюдаются прожилочки галенита, буланжерита и бурнонита.

По имеющимся структурным взаимоотношениям время выделения блеклых руд определяется после большинства сульфидов и арсенидов, но до галенита, бурнонита, буланжерита и антимонита.

Присутствие теннантита и тетраэдрита подтверждается микроскопическими, спектральными и химическими исследованиями.

В совместных сростаниях теннантит отличается синевато-зеленоватым оттенком, а тетраэдрит коричневатым. Кажется, что у последнего выше и отражательная способность.

Интересно отметить взаимные сростания тетраэдрита с бурнонитом и содержание в полях тетраэдрита золота и теллуридов.

Полуколичественные спектральные анализы тетраэдрита и теннантита показывают наличие следующих элементов: Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, As в целых процентах, Ag, Bi, Mg, Ca в десятых и сотых долях процента.

Рентгенограммы порошков тетраэдрита и теннантита приводятся в табл. 12, которые идентичны с эталонами (В. И. Михеев, 1957).

Колусит— $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V}, \text{Fe}, \text{Te})\text{S}_4$ —установлен лишь в золото-теллуридовых рудах в тесной ассоциации с мелонитом, теллуровисмутитом и алтаитом, замещающих халькопирит, пирротин, бравоит, арсенопирит, марказит полисульфидной стадии минерализации. Он тесно

Таблица 12

Межплоскостные расстояния теннантита и тетраэдрита
Условия съемки*: $\text{Fe}_{\alpha, \beta}$; $T=3,5$ ч.; $2R=57,3$; $2r=0,4$ мм

Т е т р а э д р и т				Т е н н а н т и т			
№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	4	3,307	2,998	1	2	(3,28)	2,97
2	10ш	2,993		2	10ш	2,97	(2,69)
3	4	2,598		3	5ш	2,56	2,32
4	2	2,463		4	2	2,44	2,21
5	4	2,034	1,844	5	1	2,31	2,098
6	1	1,908		6	8	(2,014)	1,825
7	10	1,845		7	5	1,886	1,709
8	1	1,795		8	10ш	1,825	1,654
9	2	1,736	1,575	9	3	(1,718)	1,557
10	2—3	1,612		10	3	1,675	1,518
11	9	1,576		11	10ш	1,559	(1,413)
12	1	1,543		12	1	1,527	1,384
13	1	1,510		13	1	1,494	1,354
14	1	1,483		14	1	1,461	1,324
15	1	1,410		15	1	1,405	1,273
16	1	1,386	1,256	16	1	1,384	1,255
17	1	1,329		17	1	1,363	1,235
18	2	1,310		18	3	1,316	1,193
19	2	1,288		19	3	1,297	1,176
20	2—3	1,252		20	3	1,276	1,157
21	3	1,216		21	3	1,239	1,123
22	3	1,197		22	4	1,206	1,093
23	1	1,155		23	6	1,189	1,078
24	2	1,126		24	1	1,159	1,051
25	3	1,100		25	1	1,148	1,040
26	2	1,078		26	4	1,118	1,013
27	5	1,061		27	4ш	1,094	0,992
28	1	1,057		28	4	1,071	0,971
29	1	1,025		29	9ш	1,060	0,961
30	3	1,003		30	3	1,029	0,933
				31	1—2	1,021	0,926
				32	4	1,0006	0,907
				33	6ш	0,9916	0,8988

* Анализы проведены в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

прорастается с тетраэдритом и халькопиритом. По структурным взаимоотношениям видно, что халькопирит замещается колуситом, а тонкие выделения сидят в трещине колусита.

Определение минерала основано на микроскопических исследованиях и результатах спектральных и локальных микроспектральных анализов, а также ассоциации. Возможно, колусит является реакционным образованием, являющимся результатом взаимодействия теллурсодержащих растворов с полисульфидными рудами.

В отраженном свете характеризуется розово-серым, розово-коричневым цветом, бурнонит и тетраэдрит рядом с колуситом голубоваты и

несколько темны. Отражательная способность как у тетраэдрита, чуть выше. Для желтых лучей R составляет 35%, а для красных—40—43%. Изотропный. Твердость равна или чуть ниже твердости халькопирита, явно ниже бравонита. Микротвердость: $H_{cp} = 180—205 \text{ кг/мм}^2$. Полируется хорошо, но остается исштрихованным. Спайность наблюдается. По спайности развивается тетраэдрит.

Полуколичественными спектральными анализами в колуситсодержащих рудах определены целые проценты меди, теллура, золота, серебра, свинца, железа, мышьяка, десятые—олова и ванадия.

Локальными микроспектральными анализами в нем определены: олово, медь, железо, теллур, мышьяк и ванадий.

Халькопирит (CuFeS_2) является существенным компонентом кварц-карбонат-сульфидной (золотоносной) стадии минерализации. В незначительных количествах и в виде небольших выделений присутствует также в дорудном кварце, в пирит-арсенопиритовых и антимонитовых рудах.

Некоторые участки жил и прожилков сульфидной (золотоносной) стадии почти целиком сложены халькопиритом и блеклой рудой.

Халькопирит образует ксеноморфные выделения и аллотриоморфнозернистые агрегаты размером 0,1—1 см. В полях халькопирита часто

наблюдаются включения пирита, арсенопирита, сфалерита, кобальтина, бравонита, герсдорфита, золота и теллуридов.

Халькопирит выделяется позже пирита, арсенопирита, сфалерита и образует прожилочки в них (рис. 26). В полях халькопирита наблюдаются прожилочки блеклой руды, галенита, энаргита, люцитона, последние также нарастают на зерна и агрегаты халькопирита.

Интересно отметить, что халькопирит также содержит многочисленные включения зо-



Рис. 26. Прожилки халькопирита (cp) в сфалерите (sl). Слева внизу халькопирит и пирит (pr). Черное—карбонат. Пол. шл. $\times 100$.

лота, которые в приповерхностных частях рудных тел высвобождаются и группируются в трещинах усыхания лимонитов.

Полуколичественными спектральными анализами в мономинеральных пробах халькопирита определены (в %): Mg—0,3; Mn—0,04; Ni—0,05; Co—0,006; Ti—0,004; V—0,002; Cr—0,09; Pb—0,06; Ag—0,018; Sb—0,015; Bi—0,008; As—0,8; Zn—0,3; Cd—0,08; Sn—0,002; Au—0,0012; In—0,0002.

Из указанных элементов значительный интерес представляют Au, Ag, Bi. По золотоносности халькопирит один из ведущих минералов месторождения; если к тому же учесть широкое его развитие, то станет очевидным значение халькопирита в золоторудном оруденении.

В зоне окисления за счет халькопирита образуются малахит, азурит, хризоколл, ковеллин и самородная медь.

Станнин ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) редко и в незначительных количествах встречающийся в рудах кварц-карбонат-полисульфидной стадии минерал. Находится в ассоциации с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, бурнонитом, арсенопиритом и другими сульфидами. Во всех случаях образует выделения неправильной формы на краях агрегатов сфалерита, контактирующих с блеклой рудой, бурнонитом и пиритом.

Образует заливы, входящие в поля сфалерита, а с блеклой рудой имеет ровные линии контакта.

Размер агрегатов порядка 0,01—0,02 мм. Иногда образует тонкую эмульсионную вкрапленность в полях сфалерита, особенно вблизи описанных агрегатов. Возможно, что последние образовались за счет этой эмульсии, в результате самоочистки полей сфалерита.

О наличии станнина говорят также данные спектральных анализов, по которым содержание олова в рудах и в сфалерите составляет 0,001—0,0031 и 0,03% соответственно.

Диагностические признаки станнина: отражательная способность выше сфалерита, ниже блеклой руды (ближе к последней), в масле резко снижается. Двуотражение очень слабое и заметно лишь в масле. Анизотропный, в желтовато-коричневых, серо-оливковых, голубоватых или фиолетово-серых тонах. Цвет коричневатого-оливково-зеленый.

Твердость низкая, рельеф выше халькопирита, около блеклой руды и ниже сфалерита. Со спайностью. Имеет характерное пластинчатое и решетчатое двойниковое строение, а иногда зональное.

Станнин травится от HNO_3 —выявляется шероховатая поверхность, $\text{KOH} + \text{H}_2\text{O}_2$ —выявляется строение. Остальные реактивы не действуют.

Энаргит и люконит (Cu_3AsS_4) встречается редко и в ничтожных количествах в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, золотом, пиритом, арсенопиритом, блеклой рудой, карбонатом и кварцем.

Энаргит и люконит установлены микроскопически в полях халькопирита в тесном взаимном сростании.

Энаргит образует аллотриоморфнозернистые агрегаты размером 0,01—0,05 мм. Последние нарастают на агрегаты халькопирита или образуют прожилки в нем. Энаргит иногда развивается в пределах двойниковых пластин люконита.

Люконит характеризуется тонкой пластинчатой sdвойникованностью, чем отчетливо отличается от энаргита. Ввиду ничтожных размеров выделений описываемых минералов их определение проводилось только под микроскопом.

Энаргит характеризуется следующими признаками: отражательная способность близка к отражательной способности блеклой руды, заметно двуотражает (в масле усиливается). Цветной эффект двуотражения в серовато-розовых, розово-серых и серо-фиолетовых тонах. Сильно анизотропный с цветным эффектом в голубых, красноватых, оранжевых тонах. Обладает прямым угасанием. Твердость низкая—средняя. Рельеф энаргита выше люконита, галенита, блеклой руды, полируется хорошо. Красные внутренние рефлексы, заметны в масле. Со спайностью параллельно (110). Замещается ковеллином.

У люконита отражательная способность незначительно выше, чем у энаргита. Двуотражение заметно хорошо, чему способствует обилие двойников. Цвет в отраженном свете коричневатого-розовый с оранжевым оттенком. Сильно анизотропен с цветным эффектом анизотропии в густых красновато-фиолетовых и светлых оливково-зеленых тонах. Твердость как у энаргита, рельеф чуть выше, чем у энаргита. Спайность и внутренние рефлексы не наблюдаются.

Геокронит ($5\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$) редко встречающийся минерал. Находится в ассоциации с буланжеритом, бурнонитом, джемсонитом, антимонитом и самородной сурьмой. Образует зернистые агрегаты и самостоятельные выделения с ромбическим сечением. Размер зерен и агрегатов колеблется в пределах 0,01—0,1 мм.

Под микроскопом геокронит характеризуется следующими признаками: отражательная способность выше, чем у бурнонита, около

буланжерита, ниже, чем у галенита: заметно двуотражающий, отчетливо анизотропный. Цвет белый с голубовато-зеленоватым оттенком, по сравнению с галенитом темный и зеленоватый. Твердость ниже твердости галенита, но выше, чем у бурнонита, буланжерита. Спайность и рефлексы не наблюдаются. Образует тонкие двойники. От царской водки покрывается иризирующим налетом; от HNO_3 —чернеет, от HCl покрывается светло-коричневым налетом. Остальные реактивы не действуют.

Геокронит почти всегда развивается по галениту, по всей вероятности, является реакционным образованием. Время выделения определяется после буланжерита, так как последний замещается геокронитом.

Спектральными и микроспектральными анализами в нем определены целые проценты Pb, Sb, As, десятые проценты Fe, Cu и сотые—висмута и серебра.

В рентгенограмме смеси джемсонита, буланжерита и цинкениита получены также линии геокронита.

Зелигманит (CuPbAsS) довольно часто встречающийся минерал, но в небольших количествах. Обычно совместно с доломитом заполняет друзовые пустотки кварца и сульфидов, замещая их. Образует тонковолокнистые агрегаты и волосовидные выделения с изометрическим сечением. Под бинокляром серовато-черный, с металлическим блеском, хрупкий.

В отраженном свете белый с розовато-зеленым оттенком. Сурьмяные сульфосоли по сравнению с зелигманитом зеленовато-желтоватобелые. Отражательная способность порядка 30—35%, несколько выше теннантита и тетраэдрита и ниже галенита. Слабо двуотражает, в розово-серых, светло-серых, грязно-серых тонах. В скрещенных николях имеет сильные эффекты анизотропии в голубых, синих, зеленовато-синих тонах. Твердость низкая, как у галенита и теннантита.

От HNO_3 покрывается иризирующим налетом. Микроспектральными анализами в минерале установлены: Cu, Pb, As (много), Mg, Fe, Sb (мало).

Полуколичественными спектральными анализами в нем, кроме основных элементов, определены: Ag, Bi, Sn, Sb—0,02—0,05.

Рентгенограмма (табл. 13) сходна с эталоном (В. М. Михеев, 1957).

Бурнонит (PbCuSbS_3) в рудах представлен в двух ассоциациях: 1) с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и станнином и 2) с антимонитом, буланжеритом, геокронитом, джемсонитом и цинкенином.

Бурнонит играет второстепенную роль. Образует агрегаты изометрической формы. Размер кристаллических индивидов колеблется в пределах 0,001—0,01 мм. Находится в тесном сростании с тетраэдритом, галенитом, алтаитом и сфалеритом. В одном случае в тесном сростании с тетраэдритом участвует в зональном замещении сфалерита, арсенопирита, в другом—образует мирмекитовые структуры прорастания с галенитом, алтаитом, тетраэдритом, нагиагитом и буланжеритом (рис. 27).

В отраженном свете бурнонит характеризуется следующими признаками: отражательная способность выше, чем у блеклой руды (в сростаниях с нею четко заметно), но ниже, чем у буланжерита и галенита. Двуотражение заметно в иммерсии, а в воздухе выявлению двуотражения и анизотропии способствует присущая бурнониту сдвойникованность. Цветной эффект анизотропии в бледно-голубых, зеленовато-серых, буро-желтых, темно-бурых тонах.

Цвет светло-серый с голубоватым, голубовато-зеленоватым оттен-

ком. По сравнению с буланжеритом—темный, тетраэдритом—светлый, галенитом—темный, голубовато-зеленый. Твердость низкая, ниже халькопирита, тетраэдрита, но выше буланжерита, галенита. Образует характерные пластинчатые, решетчатые, паркетобразные двойники.

В виде включений находится в галените, образует реакционные каймы в местах срастания галенита и тетраэдрита, халькопирита и буланжерита, буланжерита и галенита.



Рис. 27. Графическая структура замещения галенита (gn) и теллуrowисмутита (Tv) аллантом (al) и бурнонитом (bt). Черное—карбонат. Пол. шл. x150.

В порошке с иммерсией у бурнонита обнаруживаются густокрасные внутренние рефлексы. От HNO_3 слабо тускнеет, царской водки—становится пурпурно-серым, иризирующим. Остальные реактивы не действуют.

Таблица 13

Межплоскостные расстояния зелигманита
Условия съемки* $\text{Fe}_{2,3}$, $T=94^\circ$, $2R=57,3$; $2r=0,5\text{мм}$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\eta}$	$d_{\beta/\eta}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\eta}$	$d_{\beta/\eta}$
1	3	3,94	3,57	22	1—2	(1,716)	1,555
2	4—5	3,73	3,38	23	3	1,653	1,498
3	3	3,64	3,30	24	4	1,629	(1,477)
4	4	3,25	2,95	25	4 ш	1,557	1,411
5	5	2,97	2,69	26	1	(1,527)	1,384
6	2	2,897	2,625	27	2	1,501	1,361
7	3	2,794	2,532	28	1	1,474	1,336
8	10	2,723	2,468	29	5	1,418	1,285
9	6	2,674	2,424	30	5	1,390	1,259
10	5	2,570	2,330	31	3	1,356	1,229
11	1	2,354	2,134	32	1	1,279	1,160
12	1	2,297	2,082	33	3	1,249	1,132
13	2	2,214	2,007	34	3	1,142	1,125
14	1	2,137	1,937	35	3	1,192	1,081
15	2	2,084	1,889	36	4	1,150	1,043
16	2 разм.	(2,017)	1,828	37	1	1,139	1,032
17	6	1,976	1,791	38	4	1,118	1,013
18	5	(1,943)	1,761	39	4—5	1,105	1,002
19	6	1,830	1,659	40	1	1,086	0,985
20	2	1,785	1,618	41	1—2	1,082	0,980
21	9	1,761	1,596				

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Микроспектральными анализами в выделениях бурнонита определены Pb, Sb, Cu.

Некоторые линии бурнонита получены в рентгенограмме зелигманита.

Бертьерит (FeSb_2S_4) редко встречающийся минерал. В рудах Армянской ССР описывается впервые. Установлен в продуктах сульфo-антимонитовой—антимонитовой стадии минерализации. Ассоциирует с кварцем, пиритом, арсенопиритом, марказитом, буланжеритом, антимонитом, золотом и редко теллуридами (теллуровисмутитом, тетрадимитом).

Агрегаты бертьерита окружаются и рассекаются агрегатами и прожилками антимонита. Скорее всего он является продуктом полиметаллической стадии минерализации, где тесные сростки образует с буланжеритом, геокронитом, зелигманитом, джемсонитом, цинкениитом и самородной сурьмой. Замещается золотом и теллуридами.

Бертьерит образует пучкообразные, волокнистые агрегаты. Встречаются также стебельчатые кристаллы, расположенные между выделениями арсенопирита. В полях бертьерита, вдоль удлинённых зерен, наблюдаются включения самородной сурьмы.

Под микроскопом бертьерит белый с серовато-коричневым оттенком, что хорошо наблюдается в сростках с антимонитом и буланжеритом. Двуотражение отчетливее. Анизотропия сильная. Эффекты анизотропии более яркие, чем у антимонита, и проявляются в светлосеровато-синих, серовато-белых, коричневых, розовато-коричневых тонах. Отражательная способность ниже, чем у буланжерита и антимонита. Полируется хорошо. Твердость несколько выше, чем у антимонита. Внутренние рефлексы не наблюдаются. Спайность отсутствует. Травится от HNO_3 , KOH, NaOH.

Локальным микроспектральным анализом в минерале обнаружено много железа, сурьмы и следы свинца.

Джемсонит ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_5\text{S}_{14}$) редко встречающийся минерал. Обнаружен в рудах антимонитовой стадии минерализации в тех местах рудных тел, где антимонитовые руды наложены на полиметаллические.

Тесные сростки джемсонит образует с галенитом, цинкениитом, геокронитом и буланжеритом. Он образует игольчатые выделения и спутанно-волокнистые, игольчато-зернистые агрегаты. Самостоятельные выделения сильно изогнуты. В промежутках зерен джемсонита и по периферии агрегатов наблюдаются выделения цинкениита и, редко, самородной сурьмы, алтаита и золота.

Под микроскопом от других сульфосолей свинца и сурьмы отличается с трудом. Цвет в отраженном свете белый с зеленовато-желтоватым оттенком, отражательная способность близка к галениту, несколько ниже. Заметно двуотражающий с цветным эффектом в зеленовато-желтовато-белых, серо-зеленовато-белых тонах. Эффекты анизотропии сильные, в зеленовато-голубоватых, зеленовато-серых, зеленовато-желтовато-серых тонах. Спайность хорошая параллельно удлинению зерен. Твердость низкая. Рельеф как у галенита.

От HNO_3 становится коричневым и затем чернеет. От KOH, в отличие от антимонита, травится медленнее.

В рентгенограмме смеси буланжерита, цинкениита, обнаружены следующие линии джемсонита: (10) 3,40; (9) 2,75; (7) 2,13; (8) 1,97; (8) 1,921; (5) 1,710; (5) 1,648; (4) 1,452; (3) 1,341.

Буланжерит ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) обычный минерал сульфoантимонитовой стадии минерализации. Встречается в ассоциации с антимонитом, бурнонитом, арсенопиритом, пиритом, золотом, галенитом и другими

минералами. Парагенетически ассоциирует с антимонитом, бурнонитом, геокронитом, джемсонитом и ценкенитом.

Представлен в виде призматических (игольчатых, волосовидных) идиоморфных выделений и зернистых агрегатов. Агрегатные сростки спутанно-волокнистые. Длина для самостоятельных волосовидных индивидов достигает 0,5 см.

Буланжерит заполняет друзовые пустотки других сульфидов, нарастает на зерна и агрегаты антимонита, арсенопирита, тесно срастается с галенитом. Интересно отметить, что в местах срастания наблюдаются тонкие включения серебра, размер которых составляет 0,001—0,005 мм. По-видимому, вследствие взаимодействия галенита с сурьмусодержащими растворами, образуется буланжерит, а находящееся в галените серебро высвобождается в самородном виде; а в присутствии теллура, в результате реакции образуется гессит, который встречается вместе с галенитом, теллуrowисмутитом и алтанитом.

В описанных случаях интересны прорастания буланжерита и золота, где агрегаты золота обволакиваются и цементируются буланжеритом.

Буланжерит под микроскопом характеризуется следующими признаками: отражательная способность выше, чем у блеклой руды, ниже, чем у галенита. Двухотражающий, в светло-серых, голубовато-зеленовато-белых, зеленовато-серых тонах. Сильно анизотропный с цветным эффектом в блеклых желтовато-коричневых, зеленовато-голубых тонах.

Твердость низкая. Спайность не наблюдается. В иммерсии наблюдаются густые красные внутренние рефлексy.

От HNO_3 вскипает.

Микроспектрально в нем определены: Pb, Sb, Fe, Ag, Bi.

Рентгенограмма порошка (табл. 14) сходна с таковой буланжерита из месторождения Сулливан, Британская Колумбия (В. И. Михеев, 1957).

Таблица 14

Межплоскостные расстояния буланжерита
Условия съемки: * $\text{Cu}_{\alpha,\beta}$, $T=5\mu$, $2R=57,3$; $2r=0,4\text{ мм}$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha,n}$
1	1	6,99	7	9	2,81	13	5	2,02
2	3	3,89	8	1	2,71	14	1	1,930
3	10	3,72	9	3ш	2,36	15	6	1,867
4	1	3,35	10	3	2,34	16	5	1,765
5	1	3,18	11	1	2,25	17	3	1,731
6	8	3,00	12	2	2,15			

* Анализ произведен в ЦНИГРИ (П. С. Бернштейн и др., 1968).

По структурным взаимоотношениям буланжерита с другими минералами можно предположить, что некоторая часть его образовалась реакционно-метасоматическим путем, почему и встречается в ассоциации с сульфидами Fe, As, Cu и Pb, а основная часть образовалась в ассоциации с антимонитом, джемсонитом, цинкенитом и самородной сурьмой.

Цинкенит (PbSb_2S_4) в рудах месторождения редкий минерал. Обнаружен в антимонитовых рудах, а также в виде реакционной

каемки совместно с джемсонитом и буланжеритом вокруг агрегатов галенита в полисульфидных рудах. Размер зерен и агрегатов колеблется в пределах 0,001—0,03 мм. В отмеченных выше сростках он занимает наиболее периферические части каемок. По-видимому, участвующие в замещении минералы располагаются вокруг галенита в зависимости от содержания в них свинца. Непосредственный контакт с галенитом занимает наиболее богатый свинцом минерал—буланжерит, затем джемсонит, а после него цинкениит.

От буланжерита и джемсонита в отраженном свете отличается беловато-серым цветом, несколько низкой отражательной способностью, двуотражением. Эффекты анизотропии хорошие, особенно в лучистых агрегатах и в перпендикулярных сечениях. Угасание прямое. Спайность наблюдается редко. Твердость низкая, ниже, чем у галенита.

В совместных с джемсонитом и буланжеритом сростках быстро чернеет (раньше других) от HNO_3 . Травится также от КОН.

Рентгенограмма (табл. 15) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Гессит (Ag_2Te) относительно распространенный минерал в рудах полиметаллической и золото-теллуридовой стадий минерализации. В од-

Таблица 15

Межплоскостные расстояния цинкениита
Условия съемки*: Co , $K_{\alpha, \beta}$, $2R=57,3$

№ линий п/п	I	$d\alpha/n$	№ линий п/п	I	$d\alpha/n$
1	1	3,95	16	2	1,893
2	1	(3,79)	17	5	1,825
3	10	3,42	18	2	1,780
4	1	(3,35)	19	3	1,717
5	6 ш	3,12	20	3	1,660
6	3	2,96	21	1	(1,616)
7	1	2,80	22	1	1,575
8	1	2,68	23	2	1,531
9	1	2,60	24	4	1,456
10	1	(2,40)	25	2	1,394
11	1	2,31	26	4	1,339
12	8	2,26	27	2	1,234
13	5 ш	2,15	28	1	1,124
14	2	2,07	29	1	1,029
15	5 ш	1,977			

* Анализ произведен в ЦНИГРИ (П. С. Бернштейн и др., 1968).

ном случае ассоциируется с халькопиритом, сфалеритом, герсдорфитом, галенитом, пирротинитом, пиритом, арсенопиритом, алтаитом, теллуrowисмутитом и сильванитом, отлагаясь с последними в промежутках зерен сульфидов или замещающая их. Во втором случае он ассоциируется с теллуридами висмута, свинца, никеля, золота, ртути. Обычно он срастает с петцитом, алтаитом, теллуrowисмутитом и верлитом. Является одним из поздних минералов в группе теллуридов (N. L. Markham, 1960). Образует зернистые агрегаты размером 0,01—5 мм, нередко прожилочки в карбонате. Совместно с алтаитом, сильванитом и золотом находится в пирите, пирротине и других сульфидах в виде округлых, каплевидных, овальных выделений размером 0,001—0,005 мм.

Любопытно отметить, что обычно в полях гессита наблюдаются тонкие включения и прожилочки золота (рис. 28).

Цвет минерала в отраженном свете светло-коричневый. По сравнению с галенитом светло-коричневый, а алтаитом—коричнево-серый, 68

красновато-серый, с петцитом—светло-коричневый, с колорадоитом—светлый, с теллуrowисмутитом—серый в коричневых тонах. Отражательная способность (рис. 29) для желтых лучей составляет 41%, больше, чем у нагиагита, петцита, меньше, чем у галенита, заметно двуотражающий с цветным эффектом в серо-синих, светло-коричневых тонах. Отчетливо анизотропный с цветным эффектом в темно-оранжевых, темно-синих тонах. Анизотропия пятнистая. Твердость низкая, ниже, чем у ассоциирующих с ним остальных теллуридов. Микротвердость: $H_{cp} = 37 \text{ кг/мм}^2$. Наблюдается спайность.

От HNO_3 иризирует, чернеет, FeCl_2 —иризирует, от HgCl_2 становится коричневым, иризирующим.

Микроспектральные анализы в самостоятельных выделениях показали серебро и теллур (много), золото, висмут (мало), следы железа,

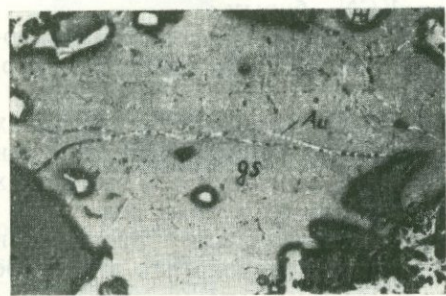


Рис. 28. Пржилки золота (Au) в гессите (gs). Белые включения—полидимит (Pd). Серое—хромит. Пол. шл. x100.

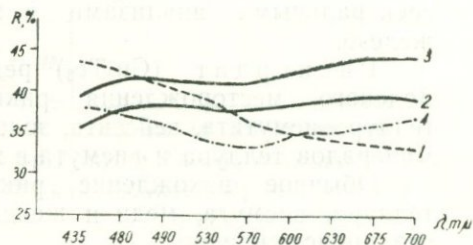


Рис. 29. Дисперсия отражательной способности петцита (1), гессита (2—Rp, 3—Rg) и колорадоита (4) в воздухе.

магния, никеля и марганца, тех элементов, которые находятся в жильном минерале.

По времени образования гессит более поздний, чем алтаит, теллуrowисмутит, тетрадимит, мелонит, сильванит, калаверит, креннерит. Последние замещаются гесситом. В полях гессита очень часты включения сульфидов и ранних теллуридов, сохранившихся от замещения. После гессита образовались петцит, золото, колорадоит.

Рентгенограмма порошка гессита (табл. 16) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Таблица 16

Межплоскостные расстояния гессита.
Условия съемки*: $\text{Fe}\alpha, \beta, H=8\text{ч.}, 2R=57,3; 2r=0,5\text{м.м}$

I	$d_{\alpha/u}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
3	3,63	3,29	8	2,084	1,898	2	1,560	1,414	4	1,205	1,092
7	(3,02)	2,73	7	2,004	1,816	2—3	1,465	1,328	2	1,117	1,012
5	2,95	2,68	5	1,872	1,697	1	1,440	1,305	1	1,104	1,001
10	2,72	(2,47)	4—5	1,817	1,647	6	1,383	1,254	3ш	1,068	0,968
6	2,406	2,181	1	1,712	1,551	7	1,316	1,193	2ш	1,048	0,250
6	2,288	(2,074)	1	1,673	1,517	3—4	1,286	1,175			
4	2,216	2,001	1	1,605	1,455	3—4	1,274	1,154			

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР. Э. Х. Хуршудян.

Вейссит (Cu_5Te_3) весьма редкий минерал. Встречен в виде мелких изолированных, неправильной формы частиц размером 0,001—0,3 мм. Вейссит представлен в ассоциации с теллуридами и сульфидами: алтаитом, нагиагитом, гесситом, теллуровисмутитом, креннеритом, колуситом, халькопиритом, золотом и риккардитом. Обычно он встречается совместно с риккардитом в полуокисленных рудах верхних горизонтов рудных тел. Отсутствие в первичных рудах указывает на вторичность его образования.

В отраженном свете цвет минерала светло-серый, с голубоватым оттенком. Отражательная способность близка к тетраэдриту. Слабо двуотражающий. Заметно анизотропный. Твердость низкая. Микротвердость: $H_{\text{срI}} = 46,4 \text{ кг/мм}^2$, $H_{\text{срII}} = 54,5 \text{ кг/мм}^2$. Рельеф ниже, чем у риккардита, но выше рельефа гессита, петцита и алтаита.

От HNO_3 вскипает и бурет, от HCl и HgCl_2 становится светло-бурым, KOH —слегка светло-бурым, от KCN —бурым.

Микрохимические испытания на Cu и Te положительные. Микроспектральными анализами в минерале определены медь, теллур, железо.

Риккардит (Cu_4Te_3) редко встречающийся минерал. В рудах Зодского месторождения риккардит был определен в ассоциации теллуровисмутита, вейссита, золота, мелонита, калаверита и вторичных минералов теллура и висмута в верхних горизонтах рудных тел.

Обычное нахождение риккардита со вторичными продуктами теллура, висмута, меди и железа заставляет предполагать вторичное его происхождение.

Образует зернистые агрегаты размером 0,01—0,05 мм, которые находятся в приконтактных частях полуокисленных выделений теллуровисмутита, калаверита и мелонита.

В отраженном свете характеризуется своеобразным пурпурно-красным, серо-фиолетовым, оранжевым цветом (цвет пятнистый). Отражательная способность 20—22%, выше сфалерита, но ниже, чем у блеклой руды. Сильно двуотражающий (в красных, фиолетово-серых тонах). Сильно анизотропный (в желтых, коричнево-красных тонах). Твердость низкая. Рельеф выше, чем у вейссита, почти равен рельефу золота. Наблюдается спайность. Микротвердость: $H_{\text{срI}} = 54,4 \text{ кг/мм}^2$, $H_{\text{срII}} = 65,8 \text{ кг/мм}^2$.

От HNO_3 —чернеет, HCl —покрывается серо-коричневым налетом, от KCN наблюдается посветление, от FeCl_3 —светлеет, бурет, от KOH —иризирует.

Микрохимия на Cu и Te положительна. Микроспектральными анализами в нем определены: медь, железо, теллур, золото, свинец, висмут. Часть элементов в нем представлена механическими примесями, так как он находится в ассоциации минералов перечисленных элементов.

Алтаит (PbTe) является одним из распространенных теллуридов в рудах месторождения.

Алтаит установлен в двух ассоциациях минералов: золото-полисульфидной и золото-теллуридовой. В первом случае находится в ассоциации с золотом, гесситом, сивьянитом в трещинах пирита, арсенопирита, сфалерита, халькопирита, галенита, пирротина и других сульфидов, замещая их. Во втором случае алтаит ассоциирует с мелонитом, теллуровисмутитом, гесситом, петцитом, золотом, калаверитом и другими теллуридами (рис. 30). В последней ассоциации алтаит замещает мелонит, теллуровисмутит, тетрадимит, а сам замещается теллуридами золота, серебра и ртути.

Представлен изометрическими зернами и зернистыми агрегатами размером 0,01—10 мм. Макроскопически оловянно-белый минерал с нежным желтоватым оттенком, мягкий, с металлическим блеском.

В отраженном свете белый с нежно-зеленоватым оттенком. Отражательная способность для зеленых и желтых лучей составляет 61% (рис. 31), чем обусловлен нежно-зеленоватый оттенок. Изотропный. Твердость низкая, микротвердость: $H_{cp} = 54,5 \text{ кг/мм}^2$. Рельеф алтаита ниже, чем у мелонита, креннерита, калаверита, сільванита, галенита,

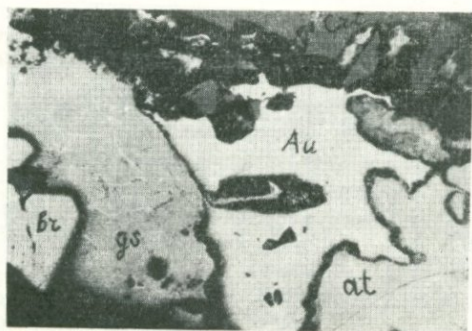


Рис. 30. Взаимоотношение золота (Au), алтаита (at), гессита (gs) и бравонита (br). Серое—хромит (crt), черное—карбонат (Ca). Пол. шл. $\times 100$.

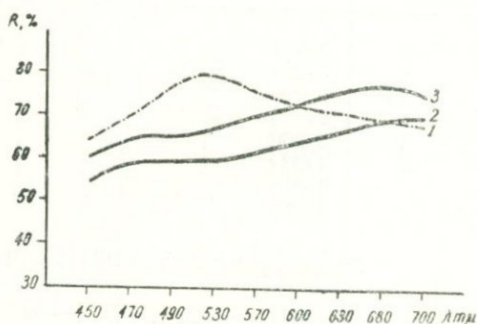


Рис. 31. Дисперсия отражательной способности алтаита (1) и мелонита (2—Rp, 3—Rg) в воздухе.

но выше, чем у гессита. Заметна спайность в трех направлениях, в результате при полировке, как у галенита, получаются треугольники выкрашивания.

От HNO_3 вскипает и темнеет, от HCl и FeCl_3 тускнеет, иризирует, буреет, от царской водки иризирует.

Очень интересны мирмекитовые структуры прорастания алтаита, бурнонита, нагиагита, теллуrowисмутита на контакте галенита с теллуrowисмутитом. В полях алтаита очень часто встречаются идиоморфные и замещенные включения герсдорфита, бравонита, вазсита, пирита, теллуrowисмутита и мелонита.

В зоне окисления по краям агрегатов и зерен, вдоль спайности алтаита развивается сильно двуотражающий минерал серо-коричневого цвета, который определен как теллурат свинца.

Химическим анализом в алтаите установлены (в %): Pb—57,85; Te—30,05; Se—0,18; Ag—2; Au—2; Bi—3,0; As—1,0; Sb—0,8; нер. ост.—2,44 (сумма 99,32%).

Основная часть элементов, обнаруженная химическим анализом в алтаите связана с механическими примесями.

Рентгенограмма алтаита (табл. 17) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Колорадоит (HgTe) редкий теллурид. В рудах месторождения встречается очень редко в парагенезисе с креннеритом, мелонитом, нагиагитом, гесситом и петцитом.

Колорадоит представлен изометрическими зернистыми агрегатами размером 0,001—0,05 мм, которые тесно срastaются с гесситом петцитом, золотом и калаверитом. Заполняет промежутки зерен нагиагита и калаверита. Все вместе замещают сульфиды.

В отраженном свете цвет колорадоита серый с коричневым оттенком (F. W. Galbracht, 1941). По сравнению с гесситом розово-коричневый и более темный, с алтаитом—коричнево-серый, с креннеритом, калаверитом—темно-серый. Отражательная способность (рис. 29) для

Таблица 17

Межплоскостные расстояния алтаита.
Условия съемки*: $\text{Cu}\alpha, \beta, T=54^\circ, 2R=57,3; 2r=0,4\text{ мм}$

I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
2	3,688		6	1,612		1	0,981	0,864
4	3,500	3,20	3	1,598	1,442	5	0,974	
10	3,200		1	1,457	1,315	1	0,957	0,864
5	2,513	2,268	10	1,438		1	0,932	0,841
10	2,266		7	1,317		5	0,896	
2	1,934		2	1,191	0,075	7	0,864	
7	1,856		4	1,130		2	0,842	
3	1,785	1,611	8	1,077		3	0,807	
			6	1,021				

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

желтых лучей составляет 38%. Изотропный. Твердость низкая, полируется хорошо. Рельеф такой же, как рельеф петцита, гессита, алтаита. Микротвердость: $H_{\text{ср}} = 39 \text{ кг/мм}^2$. Спайность не наблюдается.

От HNO_3 буреет, иризирует, от FeCl_3 —иризирует. Микрохимия на Hg и Te положительна. Микроспектральными локальными анализами в нем определены ртуть, теллур, золото, серебро и висмут. Последние в основном связаны с ассоциирующими минералами.

Анализы мономинеральных проб теллуридов из золото-теллуридовых руд показывают высокие и повышенные содержания ртути.

Межплоскостные расстояния колорадоита приводятся в табл. 18 (ЦНИГРИ, П. С. Бернштейн и др., 1968), которые сходны с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Пильзенит (верлит)— Bi_3Te_2 или $\text{Bi}_{2+x}\text{Te}_{3-x}$. Редко встречающийся минерал. Установлен только в золото-теллуридовых рудах (Ш. О. Амирян, 1960₁, 1960₂), в тесных сростаниях с теллуrowисмутитом, алтаитом, гесситом, нагиагитом, золотом, петцитом, замещающих арсенопирит, галенит, пирит, герсдорфит, бравоит и ваэсит (рис. 32).



Рис. 32. Сростание теллуrowисмутита (Tb), алтаита (at), галенита (gn), пильзенита (Pl).

Черное—кварц. Пол. шл. $\times 100$.

В отраженном свете цвет минерала белый (кремово-белый) с бледно-розовым оттенком. В масле усиливается различие в цветах, минерал становится более розоватым, фиолетовым. Отражательная способность для желтых лучей составляет 47%. В масле понижается. Двухотражение слабое, заметно в масле. Слабо анизотропный (в серых, голубых, коричневых тонах). Твердость низкая. Рельеф выше, чем у алтаита, теллуrowисмутита и гессита. Спайность совершенная. Микротвердость: $H_{\text{ср}} = 65,4$, $H_{\text{срП}} = 73,2 \text{ кг/мм}^2$.

От HNO_3 иризирует, чернеет. Образует мелкозернистые агрегаты, развивающиеся по теллуrowисмутиту.

Микроспектральным анализом в минерале определены: Bi, Ag, Te (много), Pb, Sb (следы).

Рентгенометрическое определение (табл. 19) показывает принадлежность минерала к группе верлита.

Таблица 18

Межплоскостные расстояния колорадоита.
Условия съемки*: $\text{Fe}_{\lambda,3}$, $2R=57,3$; $2r=0,5\text{ мм}$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$
1	4	(4,11)	13	5	1,483
2	10	3,701	14	1	(1,459)
3	1	3,38	15	2	(1,378)
4	1	3,27	16	7	1,380
5	1	3,06	17	5	1,243
6	4	(2,53)	18	1	(1,206)
7	10	2,28	19	4	1,143
8	3	(2,15)	20	1	(1,128)
9	9	1,946	21	7	1,092
10	0,5	1,787	22	5	1,027
11	1	1,784	23	3	0,985
12	4ш	1,614			

* Анализ произведен в ЦНИГРИ (П. С. Бернштейн и др., 1968).

Таблица 19

Межплоскостные расстояния минерала из группы верлита
Условия съемки* $\text{Fe}_{\lambda,3}$, $H=9\text{ ч}$, $2R=57,3$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	10	3,06	2,77	6	3	1,935	1,799	11	4	1,442	1,307
2	10	2,81	2,55	7	2	1,804	1,635	12	4	1,399	1,268
3	7	2,52	2,28	8	4	1,740	1,577	13	4	1,360	1,233
4	5	2,29	2,08	9	3	1,696	1,537	14	3	1,230	1,115
5	7	2,14	1,94	10	3	1,501	1,360				

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3) один из распространенных теллуридов Зодского месторождения. Теллуrowисмутит Зода впервые детально был описан И. Г. Магакьяном (1956).

Теллуrowисмутит встречается в двух ассоциациях минералов: полиметаллической и золото-теллуридовой. В первой ассоциации он образует тесные сростки с алтантом, сивьянитом, висмутитом, халькопиритом, а во второй—с тетрадимитом, мелонитом, пильзенитом, гесситом, алтантом, золотом, сивьянитом и другими теллуридами. Нередко образует изогнутые пластинчатые агрегаты (рис. 33).

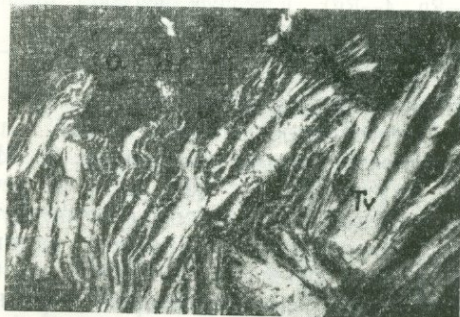


Рис. 33. Теллуrowисмутит (Tv) развивается по трещинам деформации кварца. Пол. шл. x100.

Макроскопически теллуrowисмутит оловянно-белый, блестящий минерал в виде пластинчатых, таблитчатых, зернистых агрегатов. Пластины гибкие, но не эластичные. Твердость—1,5—2, микротвердость: $H_{срI} = 46,3$, $H_{срII} = 60,2 \text{ кг/мм}^2$, пишет на бумаге.

Некоторый недостаток висмута по сравнению с теоретическим составом теллуrowисмутита— Bi_2Te_3 (Te—49%, Bi—52%) И. Г. Ма-

Таблица 20

Химический состав теллуrowисмутита.

№ проб	Э л е м е н т ы в %										Автор
	Bi	Te	S	Au	Ag	Sb	Pb	Cu	Не раст. остаток	Сумма	
1*	46,9	47,50	0,45	—	—	2,70	—	—	1,55	99,43	И. Г. Магакьян, 1957. Ш. О. Амрян, 1968
2	49,87	47,62	0,70	0,03	0,03	0,03	0,5	0,003	1,054	99,837	

* 1—аналитик М. М. Стукалова и А. К. Иванян.

2—аналитик Т. Т. Авакян и К. Капалцян.

гакьян объясняет примесью сурьмы, изоморфно замещающей висмут, почему минерал отнесен к сурьмянистой разновидности теллуrowисмутита, с формулой $\text{Bi}_{10}\text{SbTe}_{17}$.

В отраженном свете цвет минерала кремово-белый с розоватым оттенком, что хорошо видно в совместных сростках с алтаитом. Отра-

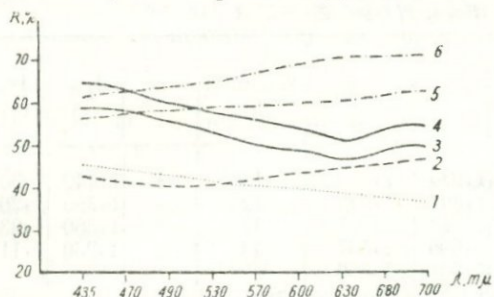


Рис. 34. Дисперсия отражательной способности нагиагита (1), верлита (2), тетрадимита (3—Rp, 4—Rg) и теллуrowисмутита (5—Rp, 6—Rg) в воздухе.

жательная способность для зеленых лучей ~ 53%, желтых—55—56%, красных—58—60% (рис. 34). Слабо двуотражает (в розово-белых, кремово-белых тонах). Заметно анизотропный (в серовато-голубых, желтовато-серых тонах). Твердость низкая. Рельеф выше, чем рельеф тетрадимита, алтаита, гессита, но ниже чем у теллура, галенита. Имеет спайность. Микротвердость 46,3—60,2 кг/мм^2 .

От HNO_3 тускнеет, чернеет, от FeCl_3 иризирует, стано-

вится серым, коричневым.

Межплоскостные расстояния теллуrowисмутита приводятся в табл. 21, которые сходны с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) встречается часто, но в незначительных количествах. Почти всегда встречается в сростании с теллуrowисмутитом, замещая его. Образует удлиненно-пластинчатые, листовые и зернистые агрегаты размером до 0,05—0,5 мм в ассоциации золота, теллуrowисмутита, калаверита, креннерита, пильзенита, гессита, нагиагита и других теллуридов.

В отраженном свете минерал белый со слабым кремовым оттенком, в сростках с теллуrowисмутитом имеет серо-зеленоватый оттенок.

Отражательная способность (рис. 34) для желтых лучей составляет 52%. Двухотражение в воздухе заметно. Слабо анизотропный (в светлых, темно-серых тонах). Твердость низкая. Рельеф ниже рельефа теллуrowисмутита, золота, креннерита, нагиагита, но больше, чем у гессита,

Таблица 21

Межплоскостные расстояния теллуrowисмутита.
Условия съемки: * $Fe_{\alpha, \beta}$, $T=54^\circ$, $2R=57,3$; $2r=0,4$ мм

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	2—1	4,816	4,365	11	2	(1,642)	1,488	21	3	1,212	1,099
2	2	(3,544)	3,212 β	12	5	1,609	1,458	22	3	(1,188)	1,077
3	9	3,219	(2,917)	13	1	(1,556)	1,411	23	3	1,162	1,053
4	2	(2,609)	2,365 β	14	10	(1,489)	(1,350)	24	2	1,118	1,013
5	10	2,374	(2,152)	15	1	1,450	(1,314)	25	1—2	1,094	0,998
6	4	(2,248)	2,037 β	16	6	1,415	(1,282)	26	3—4	1,071	0,971
7	4	2,184	1,979	17	4	1,406	1,276	27	3—4	1,044	0,947
8	7	2,028	(1,838)	18	4	1,339	1,213	28	2	1,025	0,929
9	3—4	1,806	1,637	19	3—4	1,298	1,176	29	2	1,015	0,920
10	4	1,711	1,551	20	2	1,248	1,132				

* Анализ произведен в ИМГРЭ, аналитик Ю. А. Пятенко.

петцита, приближается к рельефу алтаита. Наблюдается спайность. Микротвердость: $H_{срI} = 54,8$, $H_{срII} = 40,4$ кг/мм².

От HNO_3 становится светло-бурым до черного, от HCl —светло-коричневым, радужным, от $FeCl_3$ —серым, радужным.

Химическим анализом в тетрадимите определены (в %): Bi —57,30; Te —38,0; S —4,0; Fe —0,92; Pb —0,05; Sb —0,01; сумма—100,28%. Спектральным анализом в тетрадимите установлены (в %): Au , Ag —0,30; Zn , Cu , Mn —0,01—0,3; Sb —0,3—1,0; Pb , As —0,5—1,0; Ba —0,01; Hg —0,001; нередко Sn —0,001. Большинство из примесей связано с механическими включениями, так как в полях тетрадимита наблюдаются многочисленные микровключения арсенопирита, буланжерита, блеклой руды и других ассоциирующих с ним минералов.

Рентгенометрическое определение (табл. 22) показывает принадлежность минерала к группе тетрадимита.

Таблица 22

Межплоскостные расстояния тетрадимита.
Условия съемки: * Cu — Ni , $T=44^\circ$, камера $2R=57,3$; $2r=0,4$ мм

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$
1	3	3,86	3,48	5	3	2,578		10	2	1,616
2	10	3,46		6	4	(2,186)		11	5	1,499
3	3	3,16		7	2	2,007	1,883	12	1	1,366
4	3	2,764		8	9	1,892		13	1	1,335
				9	7	1,705		14	1	1,294

* Анализ произведен в ИМГРЭ Ю. А. Пятенко.

Мелонит ($NiTe_2$) редкий минерал, но в рудах Зодского месторождения встречается часто и нередко в довольно больших скоплениях. Ассоциирует с алтаитом, теллуrowисмутитом, вазситом, бравоитом,

герсдорфитом, гесситом, калаверитом и другими теллуридами золото-теллуридовой стадии минерализации (рис. 35).

Макроскопически представлен в виде таблитчатых листоватых агрегатов, размером 0,02—0,5 см. Цвет бронзово-красный, красновато-белый. Пластины гибкие. Блеск сильно металлический. Твердость низкая—1—1,5.

Диагностические признаки (R. M. Thompson, 1949) мелонита таковы: отражательная способность для зеленых лучей 49%, желтых—56, красных—64%, чем обусловлен кремово-розовый или розовый оттенок под микроскопом (рис. 31). Двухотражение заметно в воздухе (кремово-белый, кремово-розовый). Отчетливо анизотропный (в светложелтых, коричневых, фиолетовых тонах). Цвет кремово-розовый, розовый. Твердость низкая, но один из наиболее твердых теллуридов. Микротвердость различна в разных сечениях: $H_{срI} = 86,6$, $H_{срII} = 161,0$ кг/мм². Рельеф выше, чем рельеф креннерита, нагиагита, алтанта и теллуrowисмутита. Полируется хорошо, но по некоторым сечениям плохо. Наблюдается спайность. Часто с трещинами деформации. Образует короткопризматические, пластинчатые агрегаты, зерна расположены перпендикулярно, под углами относительно друг к другу. Наблюдаются пластинчатые, веретенообразные двойники (рис. 36). Травится от HNO_3 , $FeCl_3$ и HCl .

Обычно мелонит сопровождается герсдорфит, бравонит, вазсит, что

заставляет думать, что он образовался за счет взаимодействия растворов, богатых теллуром с отмеченными минералами, откуда заимствовался никель.

Химическим анализом в минерале определены: Ni—77,4, Te—18%. Остальная часть составляет нерастворимый остаток и примеси других элементов, определенные спектральным анализом—Au, Fe, Co, Sb, Bi, As—0,3—1, Si, Mg, Ca, Pb—0,1—0,3, Mn, Al, Ti, Cu, Ag, Zn—0,01—0,003%.

Рентгенограмма мелонита (табл. 23) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Калаверит ($AuTe_2$) редко встречающийся теллурид. На месторождении пользуется ограниченным развитием. Образует пластинчатые и зернистые агрегаты размером 0,01—0,1 мм, нередко до 1 мм. Встречается в ассоциации с креннеритом, сиванитом, гесситом, петцитом, золотом, теллуrowисмутитом, алтантом, мелонитом и другими теллу-



Рис. 35. Мелонит (Ml) замещается калаверитом (Kl). Рельефное—пolidимит (Pd). Черное—кварц. Пол. шл. x100.



Рис. 36. Пластинчатые двойники мелонита при скрещенных николях. Пол. шл. x100.

ридами. По времени выделения совместно с креннеритом является одним из ранних теллуридов золота и серебра после сильванита. Совместные с креннеритом агрегаты замещают теллуrowисмутит, тетрадимит, алтаит, мелонит и сульфиды предыдущих стадий минерализации. Калаверит замещается золотом, петцитом и гесситом.

В отраженном свете характеризуется кремово-желтым цветом, по сравнению с пиритом светлый, с сильванитом—более желто-кремовый

Таблица 23

Межплоскостные расстояния мелонита.
Условия съемки: * $Fe_{\lambda\beta}$, $H=8\mu$, $2R=57.3$; $2r=0,5\text{ мм}$

l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
5	5,14	4,66	6—7	(1,703)	1,544	6	1,209	(1,096)
1	(3,08)	2,79	5	1,581	1,433	7	1,195	(1,083)
3	(2,855)	2,583	10	1,545	(1,400)	3—4	1,140	1,033
9	2,787	(2,526)	2	1,447	1,311	2	1,127	1,022
10	2,598	(2,355)	3	1,409	2,277	1	1,113	1,009
5	(2,259)	2,047	1	1,348	1,222	2	1,105	1,002
10	2,053	(1,861)	1	(1,328)	1,203	10ш	1,085	0,984
5	1,917	1,737	7	(1,314)	1,192	8ш	1,023	0,927
2	1,750	1,586	5	1,226	1,111	8ш	1,004	0,909

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

(сильванит—белесоватый). Отражательная способность выше, чем у пирита, но ниже, чем у золота, приблизительно как у алтаита. Для желтых лучей она составляет 61%. R_p калаверита близка к R_g сильванита (рис. 37). Двухотражение слабое в воздухе, усиливается в иммерсии, особенно у зернистых агрегатов. Отчетливо анизотропный, на зернистых агрегатах сильно, с цветным эффектом от светло-кремово-желтого до темно-коричневого. Низкой твердости. Рельеф ниже, чем у золота, галенита, но выше, чем у гессита. Микротвердость: $H_{ср1}=61,2$, $H_{срII}=92 \text{ кг/мм}^2$. Спайность наблюдается в одном направлении.

От HNO_3 образуется светло-коричневый налет, от царской водки и $FeCl_3$ становится коричневым.

Микроспектральными анализами в минерале обнаружены: золото, теллур (много), серебро, висмут, свинец, сурьма (следы). Последние являются механическими примесями. Возможно, серебро из них изоморфно замещает золото.

За счет калаверита в зоне окисления образуется вторичное золото и вторичные продукты теллура.

Рентгенограмма (табл. 24) калаверита сходна с эталоном, но в ней присутствуют линии и других теллуридов золота и серебра, так как они тесно срastaют.

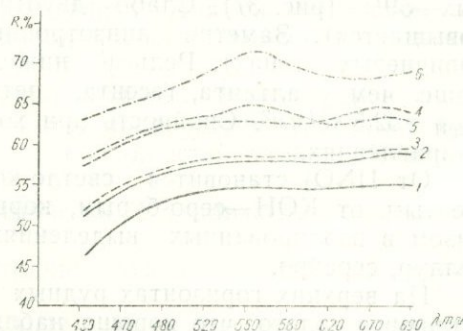


Рис. 37. Дисперсия отражательной способности сильванита (1— R_p , 2— R_g), калаверита (3— R_p , 4— R_g) и креннерита (5— R_p , 6— R_g) в воздухе.

Креннерит (AuTe_2) встречается спорадически в тесном сростании с мелонитом, нагиагитом, колорадонитом, алтаитом, золотом, гесситом и другими теллуридами золото-теллуридовой стадии минерализации. Образует зернистые агрегаты размером 0,05—1 мм, замещающ

Таблица 24

Межплоскостные расстояния калаверита.
Условия съемки: * Cu-Ni , $H=13$ ч., камера $2R=57,3$, шарик

№ линии ц/п	l	$d_{\alpha/\beta}$	№ линии п/п	l	$d_{\alpha/\beta}$	№ линии п/п	l	$d_{\alpha/\beta}$	№ линии ц/п	l	$d_{\alpha/\beta}$
1	2	3,748	9	9	1,768	17	1	1,106	25	2	0,877
2	6	3,370	10	7	1,701	18	1	1,094	26	4	0,859
3	2	3,249	11	4	1,477	19	5	1,045	27	7	0,830
4	10	2,916	12	7—6	1,458	20	7—8	1,000	28	7	0,822
5	5	2,294	13	7—6	1,353	21	7—8	0,986	29	7	0,792
6	9	2,072	14	8	1,318	22	7	0,936			
7	2	1,961	15	8	1,203	23	3	0,903			
8	1	1,877	16	7	1,137	24	7—6	0,893			

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

ильванит, теллуrowисмутит, алтаит и все сульфиды. Сам замещается гесситом, петцитом и золотом.

В отраженном свете цвет минерала кремово-белый. Отражательная способность для зеленых лучей составляет 51%, желтых—57, красных—59% (рис. 37). Слабо двуотражающий минерал (в иммерсии повышается). Заметно анизотропный (в светло-серых, желтовато-коричневых тонах). Рельеф ниже, чем у мелонита, калаверита, но выше, чем у алтаита, гессита, петцита. Микротвердость: $H_{\text{срI}}=36,7$, $H_{\text{срII}}=62,5 \text{ кг/мм}^2$. Спайность при хорошем освещении заметна в двух направлениях.

От HNO_3 становится светло-коричневым, бурым, от HCl —слабо желтым, от KOH —серо-бурым, коричневым. Микроспектральным анализом в изолированных выделениях минерала определены: золото, теллур, серебро.

На верхних горизонтах рудных тел за счет креннерита образуется вторичное золото, что хорошо наблюдается в полуразрушенных выделениях.

Рентгенограмма креннерита сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957), табл. 25.

Сильванит $(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$ как креннерит и калаверит, встречается редко. Представлен коротко призматическими выделениями и зернистыми агрегатами размером 0,05—0,1 мм. Сильванит встречается в двух ассоциациях минералов: полиметаллической и золото-теллуридовой. В первой ассоциации он образует тесные сростки с алтаитом, гесситом и теллуrowисмутитом, а второй—с креннеритом, калаверитом, золотом, петцитом, гесситом и другими теллуридами. Среди теллуридов золота и серебра является самым ранним образованием.

Сильванит от группы креннерит-калаверита отчетливо отличается по своим оптическим свойствам. В отраженном свете цвет кремово-белый. Отражательная способность составляет 43—60%, для различных

частей спектра и сечений (рис. 37). Отчетливо двуотражающий, что хорошо наблюдается на сдвойниковых зернах и зернистых агрегатах, при этом хорошо выражен цветной эффект двуотражения, от светло-кремово-белого до темно-кремового, бело-коричневого. Сильно анизотропный с цветным эффектом от грязно-серо-коричневого до светло-серого, серо-белого. Твердость низкая. Рельеф выше гессита, петцита,

Таблица 25

Межплоскостные расстояния креннерита.
Условия съемки: * $Fe_{2,5}$, $H=27$ ч., камера $2R=57,3$, шарик

№ линии п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линии п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линии п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	3	(3,31)	3,0	11	2	(1,840)	1,668	21	1—2	1,234	1,128
2	2	(3,13)	2,84	12	7	1,771	1,605	22	1 разм.	1,215	1,101
3	10	2,97	(2,69)	13	4ш	1,690	(1,532)	23	1 разм.	1,201	1,099
4	7	2,88	(2,62)	14	5—6	1,514	1,372	24	2	1,140	1,033
5	1	2,33	2,11	15	3	1,474	1,336	25	1—2	1,122	1,017
6	2	(2,27)	2,05	16	2	1,431	1,297	26	1 разм.	1,086	0,985
7	3	(2,21)	2,00	17	2	1,397	1,266	27	1 разм.	1,053	0,955
8	9	2,09	(1,90)	18	4—5	1,345	1,219	28	1 разм.	1,020	0,924
9	4	2,046	1,855	19	4—5	1,315	1,192				
10	6	2,023	(1,834)	20	3	1,267	1,148				

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

калаверита и алтаита. Микротвердость: $H_{ср1} = 139,8$, $H_{срII} = 148,4$ кг/мм². Спайность наблюдается в двух направлениях. Для сילванита очень характерны полисинтетические двойники, которые наблюдаются даже на самых маленьких выделениях.

От HNO_3 (1:1) становится коричневым, от концентрированной HNO_3 —темно-серо-коричневым. От $FeCl_3$ приобретает светло-желто-бурую окраску. Травлением HNO_3 линии спайностей становятся более четкими.

Микроспектральными и микрохимическими анализами в нем определены золото, серебро и теллур.

Рентгенограмма (табл. 26) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1958).

Петцит— $(Ag,Au)_2Te$ или Ag_3AuTe_2 . По сравнению с калаверитом, креннеритом встречается часто. Почти всегда сростает с гесситом и золотом. Находится в ассоциации теллуrowисмута, тетрадимита, алтаита, калаверита, колорадоита, креннерита, золота и гессита. Представлен аллотриоморфнозернистыми агрегатами размером 0,005—0,1 мм, заполняющими промежутки зерен гессита, который обычно содержит тонкие включения золота или рассекается тонкими прожилочками последнего.

По всей вероятности, гессит образуется за счет петцита в дальнейших превращениях, и высвобожденное при этом золото образует в полях гессита мелкие включения или прожилочки.

К аналогичным выводам пришел А. I. Fruch (1959) исследовавший гессит из месторождения Botes (Трансильвания). Он указывает, что гессит содержит в незначительных количествах добавочные фазы, которые в рентгеновских лучах идентичны с частицами петцита, синтезированного Р. М. Томсоном. Пространственная сеть этих частиц имеет

кубическую форму с $a=10,38\text{\AA}$, что подтверждает наш вывод об изотропности петцита. Отмеченный автор существование отдельной фазы петцита объясняет образование его при высокой температуре, который превращается в гессит с понижением температуры. По нему растворимость золота в гессите с повышением температуры повышается и гессит превращается в петцит, а при понижении температуры происходит обратное, петцит превращается в гессит, с высвобождением золота, что и наблюдается под микроскопом.

Диагностические признаки петцита таковы: цвет галениново-белый, по сравнению с гесситом слегка голубоватый (гессит коричневатый), с

Таблица 26

Межплоскостные расстояния сильванита.

Условия съемки: * $Fe_{a,3}$, $H=27$ ч., $2R=57,3$; $2r=0,5$ мм

№ линий п/п	I	$d_{a/n}$	№ ли- ний п/п	I	$d_{a/n}$	№ линий п/п	I	$d_{a/n}$
1	1	7,10	12	6	2,231	23	2	1,407
2	1	5,06	13	6	2,187	24	3	1,370
3	3	4,30	14	3	2,085	25	1	1,349
4	2	3,13	15	3	2,056	26	3	1,389
5	10	3,03	16	2	1,942	27	1	1,272
6	5	2,97	17	2	1,892	28	1	1,234
7	2	2,83	18	3	1,527	29	1	1,219
8	7	2,79	19	1	1,501	30	1	1,191
9	4	(2,46)	20	1	1,482	31	1	1,084
10	3	2,31	21	2	1,467	32	1	1,049
11	3	2,288	22	1	1,415	33	1	1,042

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

теллуrowисмутитом серый с голубоватым оттенком. Очень сходен с галенитом, как по цвету, так и отражательной способности, у петцита отсутствуют треугольники выкрашивания. Отражательная способность для зеленых лучей составляет 40%. Она повышается в сторону синей части спектра, поэтому под микроскопом характеризуется голубоватым оттенком. Изотропный. Спайность не наблюдается. Твердость как у гессита и алтаита, чуть выше. Микротвердость: $H_{cp}=51$ кг/мм².

От HNO_3 вскипает, от $FeCl_3$ слабо иризирует (радужный налет), от $HgCl_2$ покрывается радужным налетом.

Микроспектральным анализом в петците установлены: золото, теллур (много), серебро, висмут, никель, сурьма, свинец (следы). Последние обычно связаны с ассоциирующими минералами.

Межплоскостные расстояния петцита приводятся в табл. 27 (ИГН, ан-к Э. Х. Хуршудян), которые сходны с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

По структурным взаимоотношениям с другими теллуридами, петцит является более поздним. Он выделился после теллуrowисмутита, тетрадимита, алтаита, мелонита, креннерита, калаверита и сильванита, но до золота.

Волинскит ($AgBiTe_2$). Новый теллурид висмута и серебра. Обнаружен М. С. Безмертной и Л. Н. Соболевой (1963) в золото-теллуридовых рудах месторождения. Ассоциирует с теллуrowисмутитом, алтаитом, гесситом, нагиагитом, золотом и другими теллуридами.

Межплоскостные расстояния петцита.

Условия съемки: * $Fe_{2,3}$, $H=19,54$; $2R=57,3$; $2r=0,5$ мм

I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
3	3,62	3,28	9	2,11	1,91	4	1,465	1,328	2	1,147	1,039
2	3,24	2,94	8	2,03	(1,84)	3	1,441	1,306	3	1,132	1,026
4	(3,03)	2,75	6	1,897	1,719	3	(1,406)	1,274	2	1,118	1,013
3	2,97	2,69	5	1,830	1,659	6	1,387	1,257	2	1,105	1,002
10	2,75	(2,50)	1	(1,722)	1,561	7—8	1,316	1,194	3	1,090	0,988
2—3	(2,68)	2,43	2	(1,683)	1,526	4	1,295	1,174	4 ш	1,071	0,971
2—3	(2,53)	2,29	2	(1,620)	1,468	5	1,279	1,159	3	1,050	0,951
6	2,42	2,20	4	1,565	1,419	2	1,234	1,118			
7	2,31	2,09	5	(1,528)	(1,385)	4	1,206	1,093			
4	(2,24)	2,03	3	1,497	1,356	4	1,175	1,065			

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Особенно тесные сростки он образует с теллуrowисмутитом, алтаитом и гесситом.

Под микроскопом в полированных шлифах по отражательной способности и цвету при наблюдении с сухим объективом он несколько похож на теллуrowисмутит. При наблюдении с масляной иммерсией теллурид висмута и серебра по общей освещенности занимает промежуточное положение между теллуrowисмутитом и галенитом. Цвет минерала бледно-пурпурный с фиолетовым оттенком. Отражательная способность в масле для различных частей спектра колеблется в пределах от 40,7 до 45,4%, при этом высокие значения характерны для красной части спектра.

При скрещенных николях минерал слабо анизотропен. Двухотражение слабое. Полируется хорошо и по отношению теллуrowисмутита, алтаита и гессита обладает несколько повышенным рельефом. Спайность совершенная в одном направлении и несовершенная в двух других направлениях. Наблюдаются редкие треугольники выкрашивания.

Микроспектральными анализами в минерале обнаружены: Bi, Ag, Te, Sb, Pb.

Для минерала получена (М. С. Безсмертная и Л. Н. Соболева, 1963) рентгенограмма (табл. 28).

Таблица 28

Межплоскостные расстояния волинскита (из 7 рентгенограмм приводится одна).

Условия съемки: * $Cu-Ni$, $2R=57,3$

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/n}$
1	1	3,86	8	4	2,25	15	1	1,45
2	1	3,70	9	3	2,17	16	1	1,41
3	1	3,43	10	2	1,82	17	1	1,28
4	1	3,28	11	1	1,74	18	1	1,05
5	10	3,17	12	1	1,61	19	1	1,03
6	1	2,87	13	1	1,55	20	1	1,00
7	1	2,37	14	1	1,49			

* Анализ произведен в ИМГРЭ Н. Г. Баталиевой.

Нагиагит $\text{Au}(\text{Pb,Sb,Fe})_8(\text{TeS})_{11}$ очень характерный минерал золото-теллуридовой стадии минерализации. Образует пластинчатые, листоватые, иногда изогнутые выделения с прямоугольными очертаниями, а также зернистые агрегаты размером 0,005—0,01 мм (рис. 38). Для зернистых агрегатов характерна паркетобразная структура. Ассоциирует с алтаитом, теллуrowисмутитом, тетрадимитом, пильзенитом, мелонитом, золотом, калаверитом, креннеритом, бурнонитом, галенитом и другими теллуридами. Тесные сростки образует с алтаитом, бурнонитом, галенитом, теллуrowисмутитом и пильзенитом. В



Рис. 38. Нагиагит (ng) замещается калаверитом (kl). Черное—кварц. Пол. шл. x70.

некоторых случаях, по-видимому, является реакционным образованием между теллуросодержащими растворами и галенитом. В этих случаях интересные прорастания образуют алтаит, нагиагит, бурнонит, теллур, теллуrowисмутит и галенит.

Взаимоотношение нагиагита и ассоциирующих с ним минералов показывает, что он образовался позже мелонита, теллуrowисмутита, алтаита, креннерита и калаверита.

В отраженном свете цвет нагиагита светло-серый, галенитово-белый, по сравнению с алтаитом и теллуrowисмутитом серый, темно-серый, с гесситом голубоватый, по сравнению с галенитом чуть темнее. Отражательная способность порядка 39—40%, для синей части спектра 42—45%, чем обусловлен голубоватый оттенок под микроскопом (рис. 34). Двуотражение слабое, заметно в иммерсии. Слабо анизотропный. Цветной эффект анизотропии серый, серо-коричневый.

Твердость низкая, но среди теллуридов один из наиболее твердых, микротвердость: $H_{\text{срI}} = 106,0$, $H_{\text{срII}} = 118,5 \text{ кг/мм}^2$. Рельеф выше, чем у петцита, гессита, алтаита, теллуrowисмутита, пильзенита. Наблюдается спайность. Погасание близко к прямому.

От HNO_3 образуется иризирующий налет, от царской водки частично иризирует.

Микроспектральным анализом в нем установлены: Pb, Te, Sb, Fe, Au, Ag, Bi. Спектральные анализы теллуrowисмутита в сростании с нагиагитом также показали высокие содержания свинца, сурьмы, железа, серебра и золота.

Рентгенограмма нагиагита (табл. 29) сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1967).

В. Окислы

Гематит (Fe_2O_3) встречается в измененных породах. Ассоциирует с магнетитом, ильменитом, рутилом. Представлен пластинчатыми зернистыми агрегатами. Нередко развивается по магнетиту.

Рутил (TiO_2) представлен в той же парагенетической ассоциации, что и гематит. Образует зернистые сростки и призматические

Таблица 29

Межплоскостные расстояния гематита.
Условия съемки: * $\text{Cu}\alpha, \beta$, $2R=57,3$; $2r=0,4$ мм

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\beta}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\beta}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\beta}$
1	1	3,62	10	1	2,01	19	4	1,287
2	1	3,37	11	2	1,906	20	5	1,216
3	10	2,99	12	6	1,810	21	4	1,193
4	2	2,90	13	6	1,698	22	2	1,136
5	8	2,82	14	2	1,650	23	2	1,113
6	4	2,60	15	9	1,509	24	3	1,078
7	8	2,45	16	4	1,459	25	3	1,072
8	1	2,32	17	1	1,380	26	2	1,040
9	6	2,05	18	2	1,340			

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

идиоморфные кристаллы. Характерен пластинчатыми и коленчатыми двойниками.

В отраженном свете рутил от ассоциирующих минералов отличается повышенной отражательной способностью (только у гематита выше). Двухотражение в воздухе слабое, с иммерсией повышается. Анизотропный. Серого цвета. С внутренними бесцветными и желтыми рефlekсами. Твердость высокая.

Рутил подтвержден также рентгенометрически (табл. 30).

Таблица 30

Межплоскостные расстояния рутила.
Условия съемки: * $\text{Fe}\alpha, \beta$, $T=9\text{ч}$; $2R=57,3$; $2r=0,5$ мм

№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\beta}$	$d_{\beta/\gamma}$	№ линий п/п	I	$d_{\alpha/\beta}$	$d_{\beta/\gamma}$
1	9	3,215	2,915	8	3	1,356	1,229
2	4	2,464	2,234	9	2	1,180	1,070
3	4	2,134	1,934	10	2	1,165	1,056
4	3	2,059	1,867	11	2	1,148	1,040
5	10	1,680	1,524	12	2	1,080	0,979
6	5	1,631	1,479	13	1	1,076	0,975
7	1	1,447	1,339	14	1	1,064	0,965

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Магнетит (Fe_3O_4) встречается реже, чем хромит. Ассоциирует с хромитом, ильменитом, тонковкрапленным пиритом и халькопиритом. Встречается в измененных, вмещающих рудные тела, породах. Образует тонкорассеянную вкрапленность идиоморфных кристаллов и зернистые агрегаты размером 0,1—2 мм. Как и хромит, часто раздроблен. Нередко

по магнетиту развивается гематит, особенно в приповерхностных частях зон измененных пород.

Указанная ассоциация минералов генетически не связана с рудным процессом и, по нашему мнению, выделять ее в самостоятельную стадию рудного процесса нет оснований, как это делает Т. А. Твалчредзе.

Среди магнетитов присутствует магниевая разность, что подтверждается как спектральными анализами, так и рентгенометрически (табл. 31).

Таблица 31

Межплоскостные расстояния магнезиоферрита.
Условия съемки: * Cr, T=184, D=57,3, d—шарик.

№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	2	3,518	3,002	8	2	1,775	1,615
2	5	2,931	2,668	9	2	1,702	1,549
3	5	(2,741)	2,495	10	3	1,626	1,479
4	10	2,514	(2,288)	11	5	1,611	1,466
5	1	2,424	2,206	12	7	1,478	(1,345)
6	1	(2,290)	2,085	13	2	1,277	1,162
7	4	2,086	(1,899)	14	1	(1,263)	1,149

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Ильменит (FeTiO_3) встречается совместно с хромитом, магнетитом и генетически представляет магматическое образование. Образует изолированные идиоморфные вкрапленники, представленные таблитчатыми кристаллами. Нередко ильменит развивается по спайности порообразующих минералов, чем обусловлены гребенчатые формы некоторых выделений. В выделениях ильменита часто наблюдаются пластинчатые двойники, которые иногда расположены под углом к удлиненным сечениям зерен. Часто наблюдаются решетчатые или параллельно-пластинчатые структуры.

Определение ильменита под микроскопом подтверждается химическими и спектральными анализами, по которым содержание Ti в рудах составляет до одного процента.



Рис. 39. Катаклазированный хромит (Crt) цементирован браунитом (br), золотом (Au), алланитом (at), гесситом (gs), петцитом (Pt). Пол. шл. x100.

Хромит (FeCr_2O_4) на месторождении встречается часто; в основном хромит в ассоциации с магнетитом, гематитом, ильменитом встречается не в самих рудных жилах, а в приконтактных измененных породах зоны; изредка они встречаются и в кварцево-рудных телах, но в этих случаях опять-таки они приурочены к теневым участкам включений пород.

Хромит представлен изометрическими выделениями октаэдрического габитуса со сглаженными углами и зернистыми агрегатами размером 0,1—3 мм. В большинстве случаев хромит раздроблен и

рассеян по всему шлифу или сцементирован поздними сульфидами, теллуридами и золотом (рис. 39). Нередко образует сростки с магнетитом, занимая центральную часть сростков.

3. МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И ВТОРИЧНОГО СУЛЬФИДНОГО ОБОГАЩЕНИЯ

Зона окисления на Зодском месторождении имеет значительное развитие. Местами она доходит до глубины 150—200 м от поверхности, чему способствовал раздробленный характер пород рудных зон, раздробленность жильного кварца, наличие сплошных пирит-арсенопиритовых и полисульфидных руд, условия залегания рудных тел (рудных зон)—вертикальное, близвертикальное падение, древние выработки. Последние пройдены до глубины 80—100 м и по ним поверхностные воды свободно проникали в глубокие горизонты.

В результате, верхние горизонты рудных тел почти целиком окислены и превращены в обохренные массы. Если к этому добавить еще и то, что верхняя часть неоднократно была перерыта, переработана и в некоторой степени выщелочена, то станет ясно, почему иногда до глубины 2—3 м ценные компоненты встречаются в количествах, не представляющих интереса.

Местами, главным образом в малодеформированных кварцевых жилах, сохранились гнезда, карманы сульфидов и теллуридов.

Четко выраженная зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении отсутствует. Провести границу между зоной окисления, вторичного сульфидного обогащения и первичных руд нельзя, они переплетаются. Зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении не развита, а минералы, характерные для этой зоны, представлены совместно с минералами зоны окисления и первичных руд.

Зона окисления характеризуется сложным минеральным составом. Среди минералов установлены самородные элементы, сульфиды, окислы, карбонаты и др.

Золото (Au). Как было изложено в описании первичных минералов, целый ряд минералов содержит золото. В поверхностных условиях все они легко окисляются, и содержащееся в них золото высвобождается (F. M. Freise, 1931; K. B. Krauscorf, 1951; S. Ogruslo, 1935). Частицы высвобожденного золота группируются в пустотках и трещинках лимонитов, развивающихся по пириту, халькопириту, арсенопириту, бравоиту, герсдорфиту и другим минералам.

Вторичное золото образуется также по теллуридам золота и серебра, которые в зоне окисления быстро разрушаются. В таких случаях Те отчасти уносится в виде растворимых соединений, отчасти же остается связанным в виде теллурита (TeO_2) или теллуристых соединений Fe, Pb, Cu, Bi, типа эммонсита, монтанита, тейнента, данхемита и др., с которыми тесно ассоциирует вторичное золото.

Вторичное золото представлено светло-коричневыми, пылевидными массами, смешанными с вторичными продуктами теллуридов и сульфидов. Такое золото отличается от первичного внутренней структурой (тонкозернистой), цветом и пробой (более высокая, чем у первичного). Формы выделения вторичного золота также отличаются от первичного. Здесь преобладают чешуйчатые, червеобразные, пылевидные, шаровидные формы. Нередко такое золото ассоциирует с первичным, отлагаясь вокруг агрегатов и зерен последнего.

Следовательно, наличие вторичного золота наряду с первичным повышает ценность окисленных руд, к которым могут применяться

иные методы обогащения и извлечения, чем к первичным рудам, так как здесь процентное содержание свободного золота значительно повышается в результате гипергенных изменений золотосодержащих минералов.

Серебро (Ag). Вторичное серебро (о вторичности серебра судим в основном по ассоциации) нами было встречено в ассоциации с вторичным золотом, вторичными теллуридами соединениями и гидроокислами железа.

В зоне окисления, содержащееся в галените, блеклой руде, антимоните, теллуридах и других сульфидах и сульфосолях серебро подобно золоту высвобождается и фиксируется в ассоциации вторичных минералов в самородном виде.

Медь (Cu). В рудах месторождения самородная медь впервые установлена Т. А. Твалчрелидзе. Один из редко встречающихся минералов.

Самородная медь нами встречена в ассоциации с гипергенными минералами меди и железа (ковеллином, малахитом, азуридом, окислами и гидроокислами железа) в верхних горизонтах месторождения, в зоне окисления сульфидных руд.

Самородная медь образует мелкие неправильной формы выделения размером 0,001—0,002 мм.

Халькозин (Cu_2S). Помимо халькозина гипогенного происхождения, встречающегося в ассоциации с энаргитом, люонитом, халькопиритом, в рудах присутствует и вторичный халькозин. Последний ассоциирует с ковеллином, самородной медью, борнитом, малахитом, азуридом и другими вторичными продуктами.

В виде тонкозернистых агрегатов развивается по периферии и трещинам халькопирита, блеклой руды, образуя петельчатую микротекстуру замещения.

Ковеллин (CuS) по сравнению с халькозином встречается гораздо чаще, и в совместных сростаниях с первым. Образует тонкие примазки или порошокватые и сажистые массы. Ковеллин развивается за счет халькопирита, блеклой руды, бурнонита, халькозина, борнита, сфалерита и галенита. В галените и сфалерите замещение идет по периферии агрегатов. Часто развивается по окислам и гидроокислам Fe, развивающимся по пириту и халькопириту.

Борнит (Cu_5FeS_4). В рудах борнит представлен только в гипергенной форме и встречается в той же ассоциации, что и ковеллин. Образует зернистые агрегаты. Замещает халькопирит, образуя прожилки и каемки в последнем. В каемках, в непосредственной близости к халькопириту, образуется борнит, а затем по периферии борнита—ковеллин. Нередко ковеллин и борнит содержат включения золота сохранившиеся от гипергенных изменений халькопирита.

Кермезит ($2Sb_2S_3 \cdot Sb_2O_3$) установлен в ассоциации с антимонитом, валентинитом, сенармонтитом в полуокисленных антимонитовых рудах. Представлен пучковато-лучистыми агрегатами или корочками и налетами, развивающимися по антимониту.

Макроскопически кермезит характеризуется вишнево-красным цветом, низкой твердостью (режется ножом), в тонких пластинках гибкий. Блеск алмазный. Черта коричнево-красная. Под микроскопом в шлифах, изготовленных из образцов с макроскопически установленным кермезитом, последний устанавливается очень редко. В таких случаях характеризуется следующими признаками: отражательная способность ниже блеклой руды, но выше сфалерита (18—19%), почти как у

станнина (в масле ниже, чем в воздухе), отчетливо двуотражает, анизотропный с цветным эффектом анизотропии в фиолетово-, буровато-красных тонах. Цвет серый с голубоватым оттенком. Твердость низкая, ниже, чем у антимонита. Кермезит характеризуется ярко-красными внутренними рефлексам.

Кермезит травится от HNO_3 и KCN —становится светло-коричневым, от KOH образует побежалость и поверхность минерала покрывается желтоватым осадком.

Куприт (Cu_2O) впервые установлен Т. А. Твалчрелидзе. Нами он встречен в ассоциации с малахитом, азуритом, теноритом, халькозином, самородной медью и лимонитом. Образует небольшие выделения.

Тенорит (CuO) встречается в незначительных количествах в той же ассоциации, что и куприт. Представлен мелкозернистыми агрегатами аллотриоморфной структуры и землистыми массами черного, серовато-черного цвета.

Сенармонтит (Sb_2O_3), валентинит (Sb_2O_3), сервантит (Sb_2O_4) развиваются за счет антимонита, буланжерита и других сульфосолей сурьмы. Являются основными продуктами окисления руд антимонитовой стадии минерализации. Встречаются в ассоциации с антимонитом, буланжеритом, кермезитом, цинкенином, джемсонитом и другими сульфосолями сурьмы, меди, свинца, мышьяка и железа.

Представлены корками, призматическими, таблитчатыми или порошковатыми и плотными массами. Нередко образуют псевдоморфозы по антимониту. Цвет этих продуктов колеблется от серого до желтого. Под микроскопом характеризуются низкой отражательной способностью, неоднородностью, отдельные компоненты характеризуются различной отражательной способностью, твердостью, цветом (серый, темно-серый). Для них характерны бесцветные желтые, бурые внутренние рефлекс. Стандартные реактивы на них не действуют. На основании всех этих данных мы предполагаем присутствие трех описанных окислов. Впоследствии М. К. Чичинадзе (1963) в составе «сурьмяных охр» установлен гидроромейт, который является более распространенным среди всех вторичных минералов сурьмы. Макроскопически это хрупкий минерал с восковым блеском. Образует шестоватые псевдоморфозы по антимониту. Цвет белый, желтоватый. Удельный вес гидроромейта составляет 3,15. В окисленных рудах по показателям преломления присутствуют две разновидности этого минерала ($N_1 = 1,714—1,710$; $N_2 = 1,625—1,674$). В рентгенограмме установлены следующие сильные линии: (8) 2,94; (10) 1,812; (9) 1,547; (5) 1,168; (5) 1,149; (5) 1,045.

Бисмит (Bi_2O_3) встречается в незначительных количествах, в виде порошковатых, землистых масс в продуктах окисления золото-теллурических руд. Представлен в ассоциации с другими продуктами окисления висмут-теллурических руд: монтанитом, бисмутитом, блэкеитом.

Лимониты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) являются доминирующими минералами зоны окисления. Широко развиты во всех зонах измененных пород и в рудных зонах в особенности. Местами рудные тела целиком превращены в окисленную, лимонитизированную массу, состоящую из разновидностей лимонита*. Представлены в виде корок, налетов, сплошных скоплений, рассеянных выделений, выполнений пустот и трещин. Образовались за счет пирита, арсенопирита, халькопирита и

* Самостоятельное описание членов этой группы не приводится, так как их нельзя выделить. Они связаны взаимными переходами и обычно представляют смеси.

других минералов. Ассоциирует с различными гипергенными образованиями As, Mn, Pb, Zn, Te, Bi и других элементов.

Лимониты характеризуются различными цветами и их оттенками: красными, желтыми, коричневыми, бурыми, каштановыми, охристыми и сургучными. Они отличаются также по блеску и структуре. Лимониты, возникшие за счет окисления рудного вещества, темно-бурые, хрупкие, со смоляным блеском. Для лимонитов, образованных за счет изменения пород, характерна светлая окраска и полосчатая, древесная текстура.

Среди лимонитов можно выделить: остаточные и переотложенные, преобладают последние.

Спектральными и химическими анализами в лимонитах определены целые проценты Si, Mg, Al, Mn и Fe; десятые и сотые доли процента Cu, Pb, Ni, Co, Cr и Sb и сотые и тысячные доли процента—Au, Ag, Ga, Sr и Bi.

Обнаруженные в лимонитах элементы частично представлены собственными минералами, а частично привнесены и связаны с минералами вмещающих пород (Ga, Sr, Ti, V и др.).

Пиролозит (MnO_2) и псиломелан ($\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) широко распространенные минералы зоны окисления. Встречаются в ассоциации с кварцем, карбонатами (родохрозитом, манганокальцитом и т. д.), родонитом и другими окислами. Образуют гнезда, линзы, прожилочки, налеты, корки в кварце и карбонате. Представлены землистыми, рыхлыми массами, дендритовыми, шаровыми образованиями. Очень часто образуют тонкую корку, совместно с лимонитом, на поверхности пластинок золота. У некоторых разновидностей пиролозита и псиломелана под микроскопом наблюдается колломорфно-зональное строение. Внешне весьма неоднородны. Большей частью это густо-черные, сажистые образования с землистой текстурой, рыхлые, с низкой твердостью.

Окисные соединения марганца гипергенного происхождения, развиваются за счет родонита, родохрозита и других маргансодержащих карбонатов. Не исключена возможность образования этих минералов также за счет пороодообразующих минералов.

Теллурид (TeO_2) наблюдается в ассоциации с бисмитом, монтанитом, бисмутитом, дурденитом и другими окислами и гидроокислами Fe, As, Sb и других элементов. Образуется за счет теллуридов. Представлен в виде порошковатого налета белого, желто-белого цвета на измененных теллуридах.

Монтанит— $\text{Bi}_2\text{TeO}_4(\text{OH})_4$. Спорадически встречающийся минерал в продуктах окисления теллуридов. Развивается в виде корок на теллуровисмутите и тетрадимите, или псевдоморфно замещает их. В таких случаях представлен в виде пластинчатых, таблитчатых агрегатов в трещинах кварца. Цвет минерала белый, серый с зеленоватым, желтоватым оттенком.

Под микроскопом монтанит характеризуется низкой отражательной способностью (ниже сфалерита), анизотропностью, серым цветом, неоднородностью цвета и отражательной способности, низкой твердостью. В полях минерала часто наблюдаются тонкие, червеобразные выделения золота. Он обычно с бесцветными внутренними рефlekсами. Ассоциирует с теллуровисмутитом, золотом и другими гипергенными продуктами.

Полуколичественными спектральными анализами в описанном минерале установлены: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ni, Co, Ti, V, Hg, Au, Cr, Cu, Ag, Zn, Cd в десятых, сотых и тысячных долях процента, Te, Bi больше десяти процентов и Sb, Pb в единицах процента.

Блэкейт— $\text{Fe}(\text{TeO}_3)_3$. Представлен в виде корочек и землистых

масс бурого и красновато-бурого цветов. Обычно встречается с монта- нитом, золотом (первичным и вторичным), теллуридом и другими вторичными образованиями.

Под микроскопом блэкеит характеризуется низкой отражательной способностью (около 10—12), изотропностью, серым цветом, низкой твердостью и бурыми, красными внутренними рефлексами.

Полуколичественными спектральными анализами в нем установ- лены: Al, Mg, Ca, Mn, Ni, Co, Ti, Cr, Pb, Ag, As, Zn, Cd в десятых, сотых и тысячных долях процента: Fe, Te, Bi от 3 до 10 и более про- центов; Sb, Au, Cu от 1 до 3%.

В продуктах окисления теллуридов золота и серебра наблюдаются выделения других минералов кирпично-красного, красного, красновато- голубого, желто-красного цветов, в тесной ассоциации с сохранивши- мися от изменения теллуридами. В полях этих выделений всегда наблюдаются тонкие включения вторичного золота. Количество види- мых включений золота увеличивается с применением иммерсии. Микроспектральные анализы таких выделений показывают высокие содержания Fe, Au, Pb и Te.

Аналогичные явления описываются Т. Ватанабе (1959) в рудах из золото-теллуридных месторождений Японии, где предполагается существование теллуридов или теллуридов золота, откуда впоследствии восстанавливается самородное (вторичное) золото.

Данхемит ($PbTeO_4$) метасоматически развивается по алтаиту. В отраженном свете данхемит характеризуется матово-коричнево-жел- тым цветом. Отражательная способность варьирует в зависимости от сильного двуотражения. Но в среднем она ближе к отражательной способности блеклой руды. Двуотражение сильное, в серых, коричнево- серых, желто-коричневых тонах. Эффекты анизотропии сильные. С внутренними рефлексами в коричневых, желтых тонах. Твердость низкая. Рельеф как у алтаита.

Микроспектральным анализом в минерале определены свинец, теллур (много), железо, висмут и серебро (мало).

Эритрин— $Co_3(AsO_4) \cdot 8H_2O$ и аннабергит— $Ni_3(AsO_4) \cdot 8H_2O$. Впервые о существовании в рудах выцветов Co и Ni указыва- ет Т. А. Твалчрелидзе (1953). Эритрин и аннабергит встречаются в виде налетов в ассоциации сульфидов и арсенидов Ni и Co.

Таблица 32

Межплоскостные расстояния аннабергита
Условия съемки: * $Fe_{\lambda, \beta}$, $T=13$ ч, $2R=57.3$; $2r=0,5$ мм

№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№ линий п/п	l	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
1	1	7,22	6,54	10	2	2,495	2,262
2	1	5,32	5,73	11	3	2,425	2,198
3	1	4,26	3,87	12	3	2,280	2,066
4	2	(3,66)	3,32	13	4	2,179	1,975
5	6	(3,307)	2,998	14	1	1,780	1,614
6	6	3,146	2,852	15	2	1,533	1,390
7	9	2,970	2,692	16	2	1,367	1,240
8	10	2,848	2,581	17	2	1,328	1,203
9	3	2,692	2,440				

* Анализ произведен в ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян.

Описанные минералы легко узнаются по характерным для них розовым, красным (эритрин) и яблочно-зеленым, темно-зеленым (аннабергит) цветам и ассоциации.

Для аннабергита получена рентгенограмма (табл. 32), что сходна с эталоном (В. И. Михеев, 1957).

Скородит— $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в плотных землистых массах зеленовато-белого, яблочно-зеленого, голубовато-зеленого цветов развивается по арсенопириту. Является обычным продуктом изменения пирит-арсенопиритовых руд.

Скородит представлен вместе с остатком незамещенного арсенопирита, образуя петельчатую микротекстуру замещения. В дальнейшем переходит в лимонит.

Смитсонит (ZnCO_3) и церуссит (PbCO_3) для окисленных руд не характерны. В незначительных количествах в виде петельчатых структур замещения развиваются по галениту и сфалериту и представлены в ассоциации с ними (рис. 40). Замещаются лимонитами.

Малахит— $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ и азурит— $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ встречаются повсеместно с другими вторичными минералами, преобладает малахит. Образуют налеты, корочки, прожилки, гнезда и примазки.

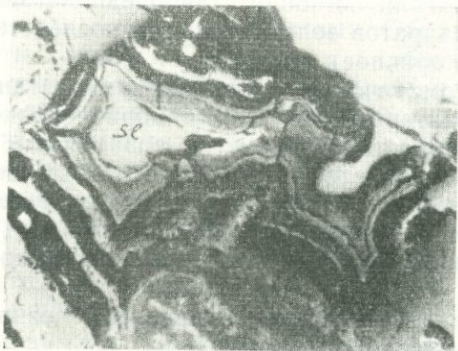


Рис. 40. Замещение сфалерита зонально-коллоидными образованиями лимонитов (lim) и смитсонитом (Sm). Пол. шл. $\times 100$.

Представлены землистыми массами, радиально-лучистыми агрегатами и часто коллоидными образованиями.

В полях малахита, азурита и лимонитов нередко наблюдается тонкая вкрапленность золота.

Бисмутит— $\text{Bi}_2\text{CO}_3(\text{OH})_4$ впервые в рудах установлен Т. А. Твалчредидзе (1959). Представлен в порошковатых, землистых массах, развивающихся по висмутовым и теллуридовым минералам.

Хризоколла ($\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) установлена в ассоциации с малахитом, азуритом в приповерхностных выработках.

Представлен в опаловидных массах в виде корочек с натечной, пузырчатой поверхностью. Обладает голубоватым, голубовато-зеленым, синим цветом. Излом раковистый, твердость низкая, разлагается в соляной и других кислотах.

Под микроскопом хризоколла обладает низкой отражательной способностью, двуотражением, анизотропией, внутренними рефлексамии в малахитово-зеленых, синевато-зеленых тонах. Полуколичественные спектральные анализы хризоколлы показывают много Cu, Si (3—10%), Al, Ca, Fe, Mg (0,3—1%) и другие элементы (Mn, Ni, Ti, V, As, Zn, Pb) в сотых и тысячных долях процента.

Гарниерит $\text{Ni}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ широко распространенный минерал. Является результатом выветривания ультраосновных пород. Развивается повсеместно, как в зонах измененных пород, так и за их пределами.

Четко выраженная ассоциация гарниерита с никелином, миллеритом и хлоантитом была встречена в измененных породах, где они образуют небольшие скопления.

Часть гарниерита образуется за счет сульфидов и арсенидов никеля руд. Гарниерит совместно с другими продуктами коры выветривания нисходящими водами переотложен в приконтактовых частях рудных тел и там заполняет пустотки, каверны кварца, карбоната, образуя линейно-трещинные, линейно-контактовые скопления. Гарниерит представлен скрытокристаллическими агрегатами, натечными формами, землистыми массами и чешуйками. Полуколичественными спектральными анализами в нем установлены (в %): $\text{Si} > 5$, $\text{Al} \sim 0,003$, $\text{Mg} \sim 1-3$, $\text{Ca} \sim 0,3$, $\text{Fe} \sim 0,03-0,1$, $\text{Mn} \sim 0,003$, $\text{Ni} > 1$, $\text{Co} \sim 0,01-0,03$, $\text{Cu} \sim 0,001$, $\text{Ag} \sim 0,0001-0,0003$, $\text{Sb} \sim 0,01-0,03$, $\text{As} > 3$, $\text{Zn} \sim 0,01-0,03$.

Как следует из спектрального анализа, кроме гарниерита, вероятно, присутствуют еще и другие члены группы гарниерита-галлуазита.

4. ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Кварц (SiO_2) преобладающий жильный минерал руд, 80—90% жильных выполнений представлены кварцем. Количественное соотношение кварца и карбоната в различных жилах колеблется—в одних жилах преобладает кварц, в других—карбонат; встречаются чисто карбонатные и кварцевые жилы.

Кварц является главным компонентом не только жильных выполнений, но и вмещающих руды измененных пород. Он представлен несколькими разновидностями, отличающимися между собой как макроскопически, так и микроскопически, а также по цвету, агрегатному состоянию, кристаллическому облику, ассоциации минералов и другим признакам.

Среди разновидностей кварца присутствуют как гипогенные, так и гипергенные. По вышеуказанным признакам различаются: молочно-белый, водянопрозрачный, полупрозрачный, дымчатый, фарфоровидный, халцедоновидный кварц и опал.

Из перечисленных форм преобладает молочно-белый кварц, которым сложены крупные, дорудные тела. Такой кварц крупнозернистый, трещиноватый, иногда рассланцованный. По деформированному кварцу развиваются продукты поздних стадий минерализации.

Молочно-белый кварц сечется прожилками и жилами дымчатого, сливного кварца. Последний представлен в ассоциации рудных минералов. Такой кварц мелко- и среднезернистый, имеет аллотриоморфнозернистую структуру.

Водянопрозрачный, полупрозрачный кварц встречается в ассоциации кальцита, анкерита и сульфидов. Представлен идиоморфными призматически дипирамидальными кристаллами и зернистыми агрегатами. Среди минералов указанной ассоциации кварц выделялся из растворов первым. Идиоморфные кристаллы его цементируются карбонатами, сульфидами, золотом и теллуридами (рис. 41, 42).

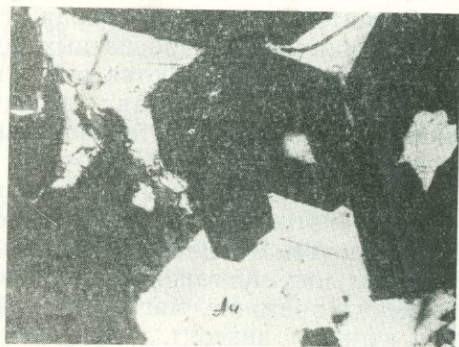


Рис. 41. Золото в промежутках зерен кварца.
Пол. шл. х42.

Жилы, сложенные водянопрозрачным кварцем, имеют гребенчатую текстуру, на зальбандах жил развиты удлиненные, иногда недоразвитые кристаллы (друзы) кварца, а промежутки между ними заполнены карбонатами и рудными минералами. Взаимоотношение описанного кварца с карбонатами различно, прожилки его с золотом секут и



Рис. 42. Замещение кварца золотом (Au). Пол. шл.
x42.

замещают анкерит, а сами секутся, замещаются и цементируются кальцитом, манганокальцитом и родохрозитом.

Халцедоновидный кварц с золоторудным оруденением образует гнезда, линзы, прожилки в деформированных частях молочно-белого кварца. Под микроскопом халцедоновидный кварц имеет радиально-лучистую структуру.

Фарфоровидный кварц образует гнезда, линзы в различных частях рудных зон.

Гипергенный кварц и халцедон в виде тонкозернистых агрегатов образуют прожилочки в серицитизированных, хлоритизированных породах или же слагают ящичные, коробчатые структуры лимонитов. Наблюдаются случаи, когда халцедон и кварц отложены в пустотках колломорфного опала. Нередко они отлагаются в пустотках, трещинах вмещающих пород, а иногда вокруг брекчированных руд.

Значительная часть кварца совместно с карбонатом участвует в образовании кварц-карбонатных пород.

В кварце наблюдаются реликты перекристаллизации коллоидных растворов. В таких случаях ассоциирующие с ними сульфиды носят признаки колломорфности (зональное строение, округлые формы, гелевидные сгустки и т. д.).

Карбонаты. Среди жильных минералов и в измененных породах, карбонаты по распространенности являются после кварца вторыми. Из карбонатов в жильных выполнениях и измененных породах участвуют: кальцит, манганокальцит, анкерит, доломит, родохрозит, сидерит, брейнерит, арагонит, магнезит, среди которых преобладающими являются кальцит, анкерит, родохрозит и анкерит.

Кальцит (CaCO_3) один из широко распространенных минералов. Участвует как в составе рудных тел, так и в продуктах изменения пород.

В рудных жилах кальцит представлен в нескольких стадиях рудно-

го процесса, в различных ассоциациях и взаимоотношениях с кварцем и рудными минералами. Образует крупные идиоморфные кристаллы и зернистые агрегаты. Редко наблюдается жилковатый, с шелковистым блеском, асбестовидный кальцит, волокна которого располагаются перпендикулярно к стенкам трещин в породах. В таких жилах он чередуется с анкеритом. Иногда наблюдаются колломорфные выделения его в трещинах кварца. В карбонате часто наблюдаются выделения сульфидов и золота (рис. 43).

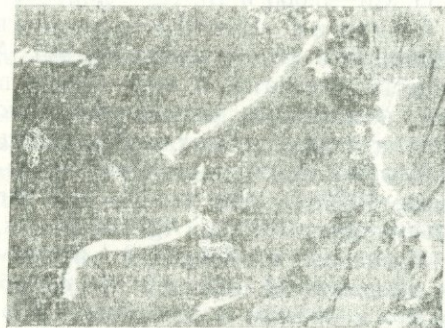


Рис. 43. Замещение карбоната (черное) золотом. Пол. шл. $\times 100$.

Кроме гипогенного кальцита присутствует также гипергенный, особенно в приповерхностных измененных частях рудных тел и во вмещающих их породах. В кальците определены: Ni, Co, Ti, Cr, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn—0,0005—0,01%.

Арагонит (CaCO_3) встречается редко, в основном в трещинах серпентинизированных ультраосновных пород. В виде радиально-лучи-

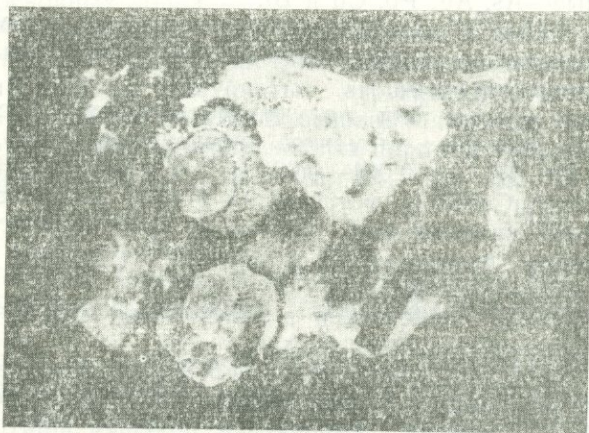


Рис. 44. Шарообразные образования родохрозита. Штуф. нат. величина.

стых образований и натечных форм широко развит в коре выветривания перидотитов. Здесь арагонит в виде натечных образований цементирует обломки вмещающих пород.

Манганокальцит—($\text{CaMn})\text{CO}_3$ —представлен в незначительных количествах в ассоциации с родохрозитом, теллуридами и золотом. В этой ассоциации родохрозит представлен натечными, почковидными образованиями. Пустотки в них и промежутки почек сложены кристаллическим манганокальцитом.

Родохрозит (MnCO_3) встречен в ассоциации с манганокальцитом, теллуридами, золотом, сульфидами и арсенидами. Здесь он образует почковидные, шарообразные агрегаты с радиально-лучистым строением (рис. 44). Ядро почек родохрозита сложено кристаллическим

пиритом, арсенопиритом и обломками пород. В них родохрозит слагает отдельные слои, чередующиеся с манганокальцитом. Нередко между отдельными слоями развиваются теллуриды с золотом. В родохрозите спектральным анализом установлены: Ni, Cu, Sb, Zn, As, Pb—0,01; Co, Ti, Cd—0,003 и Bi, Ag—0,001%.

Сидерит (FeCO_3) в незначительных количествах встречается в ассоциации с теллуридами Ni, Pb, Au и Ag. Сидерит образует мелкозернистые агрегаты. В виде тонких прожилков в указанной ассоциации сечет измененные, окремненные породы или же заполняет друзовые пустотки идиоморфных зерен кварца.

Полуколичественными спектральными анализами в нем определены больше 10% железа, 1—3% Mg, Mn, Ca и десятки, сотые и тысячные доли процента Pb, Cu, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Te и Cd.

Магнезит (MgCO_3) преимущественно встречается в измененных вмещающих породах, где он образует самостоятельные прожилки, иногда с опалом и доломитом. По-видимому, он образуется за счет порообразующих минералов габбро и ультраосновных пород.

В незначительных количествах магнезит встречается также совместно с родохрозитом, кальцитом, теллуридами, золотом, где он образует крупные кристаллы.

Доломит— $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ —встречается в довольно больших количествах как с другими карбонатами, так и самостоятельно. В последнем случае образует безрудные прожилочки. В доломите спектральным анализом установлены сотые проценты Ni, Ti, Cr, Zn, Sb, нередко теллура, тысячные—As, Ag, Pb, Cu и Bi.

Анкерит— $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ встречается совместно с доломитом, кальцитом, родохрозитом в кварцево-карбонатно-рудных жилах и зонах дробления и изменения пород.

В анкерите из рудных жил полуколичественными спектральными анализами, кроме основных элементов определены: Mn—3,0; Ni—0,05; Bi, Ag, Pb, Cu, Cr, Ti, Co—0,001—0,003%.

Родонит— $(\text{MnCa})\text{SiO}_3$ —встречается в виде рогоподобных выделений с дымчатым кварцем или опалом. В приповерхностных частях рудных зон родонит превращается в окисные соединения Mn. Всегда без следов рудной минерализации.

Барит (BaSO_4) представлен в незаметных количествах в виде включения в кварц-карбонатных жилах.

Эпидот— $\text{Ca}_2(\text{AlFe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ — в основном встречается в измененных (эпидотизированных) вмещающих основных породах. Развивается совместно с хлоритом, амфиболом, полевым шпатом, карбонатом. Образует прожилочки, сложенные из радиально-лучистых, параллельношестоватых или сплошных агрегатов зеленого цвета с различными оттенками.

Стильпнохлоран (из группы монтмориллонитов) установлен М. К. Чичинадзе. Яблочно-зеленый, ярко-зеленый минерал с восковым блеском, жирный на ощупь.

Текстура землистая, чешуйчатая. Твердость низкая. Оптически двусосный, положительный, $\text{Ng}=1,630$; $\text{Nm}=1,626$; $\text{Np}=1,590$.

Образуется за счет изменения пород и встречается совместно с каолинитом, хлоритом и другими продуктами выветривания гипербазитов.

В рентгенограмме установлены следующие сильные линии: (10) 13,19; (9) 4,57; (7) 3,36; (7) 2,60; (7) 1,510.

Спектральным анализом в нем определены: Si, Al, Mg—1—10%;

Fe, Cr, Ca—0,1—3%; Ti, V, Ni десятые доли процента; Mn, Ga, Sr—тысячные и сотые доли процента. Часто содержит примесь рудных компонентов—As, Pb, Cu, Zn, Sb (сотые и десятые доли процента).

Хлорит также обычный минерал гидротермально измененных пород, в основном развивается по темноцветным минералам. Образует тонкие прожилочки, пронизывающие серицитизированные породы. В сильно измененных частях нередко отмечается замещение хлорита тонковолокнистым каолинитом.

Серицит, фуксит—обычные минералы измененных пород. Нередко целые участки пород превращены в кварц-серицитовую породу. Образуют тонкочешуйчатые, скрыто-чешуйчатые массы. Заполняют друзовые пустотки кварца, карбоната. Фуксит отмечен с низкотемпературным арсенопиритом в пустотках прозрачного кварца в виде чешуек и чешуйчатых агрегатов. В фуксите полуколичественным спектральным анализом определено Cr до 2%; Mn, Ni, V, Cu, Sb, As—0,06; Pb, Bi, Te, Co—0,01; Ca, Hg, Au—0,001%. В фуксите, тальке и других продуктах изменения пород довольно высокие содержания рудных элементов, по-видимому, связаны с абсорбционной способностью отмеченных минералов.

Каолинит— $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})[\text{OH}]_8$ —обычный компонент измененных пород рудных зон. Часто развивается по полевым шпатам. Каолинизацией сопровождаются более поздние низкотемпературные стадии минерализации.

Часть каолинита образуется при процессах выветривания ультраосновных и основных пород.

Тальк— $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})[\text{OH}]_2$ —встречается в зонах гидротермально измененных пород в ассоциации с кальцитом, магнезитом, гарниеритом. Образует листоватые, чешуйчатые агрегаты и часто плотные массы бледно-зеленого, белого цветов. В основном является продуктом гидротермального изменения ультраосновных пород. В тальке спектральными анализами установлены: Cu, Pb, Ag, As, Zn, Au, Te в сотых долях процента.

5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА РАСТВОРОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Как следует из вышеизложенных глав, наблюдения над соотношениями рудных тел в горных выработках и текстурные особенности руд позволяют на месторождении выделить шесть стадий минерализации, из коих две являются безрудными.

Из остальных четырех стадий главную промышленную ценность для Ag, Au, Te и Bi представляют руды пирит-арсенопиритовой, полисульфидной и золото-теллуровой стадий минерализации. Небольшие содержания золота, серебра и теллура были установлены также в рудах антимонитовой стадии, где они главным образом связаны с пиритом, арсенопиритом, кварцем и другими сульфидами. Возможно, часть золота, обнаруженная в антимонитовых рудах, связана с предыдущими рудами, на которых они наложены. Золото в антимонитовых рудах обнаружено только пробирными анализами. Ни в антимоните, ни в других сульфидах и сульфосолях макроскопически и микроскопически золото не обнаружено, несмотря на то, что были рассмотрены более ста полированных шлифов. Таким образом, антимонитовые руды также в комплексе с другими могут представить практический интерес.

Наибольшим распространением пользуются руды полисульфидной

стадии минерализации, за ними следуют пирит-арсенопиритовые, еще меньше распространены руды золото-теллуровой и сульфоантимонитовой стадий минерализации.

Анализ парагенетических ассоциаций минералов и количественные соотношения минералов в этих ассоциациях совершенно четко свидетельствуют об изменении характера рудоносных растворов во времени и в пространстве (табл. 33).

Судя по продуктам, отложенным из ранних порций растворов, можно заключить, что они были бедны металлическими компонентами. В эту стадию образуются мощные кварцевые жилы и линзы, лишенные рудной минерализации; только местами в них наблюдается незначительная вкрапленность пирита, халькопирита, никелина, миллерита, ильменита, магнетита, появление которых связано с переотложением Cr, Ti, Fe, Ni, Co, Cu, заимствованных из вмещающих пород.

Эпидотизация, хлоритизация, окремнение пород в эту стадию говорят о щелочности растворов (Д. С. Коржинский, 1969; В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко, 1965; Ф. И. Шахов, 1964).

Во вторую (пирит-арсенопиритовую) стадию в растворах преобладающее место занимают Fe, As; а сера имеет подчиненное значение; из элементов примесей следует отметить наличие Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sb, Au, Ag, Te, Bi и других.

Относительная концентрация серы в растворах часто менялась, роль серы была значительна в начале стадии, что способствовало

выделению железа из растворов в виде пирита. С выделением пирита и понижением концентрации серы в реакциях минералообразования участвует мышьяк, роль которого постепенно возрастает и к концу стадии становится преобладающей. Сказанное находит свое выражение в последовательности выделения минералов: пирит-арсенопирит-леллингит.

В этой ассоциации преобладает арсенопирит, который образуется при относительно низкой концентрации ионов серы, а леллингит при явном недостатке анионов серы, в мышьяковистых растворах. Это наглядно видно из диаграммы (рис. 45) состав парагенезис в системе Fe, As, S, приведенной в работах А. Г. Бетехтина (1955, 1958).

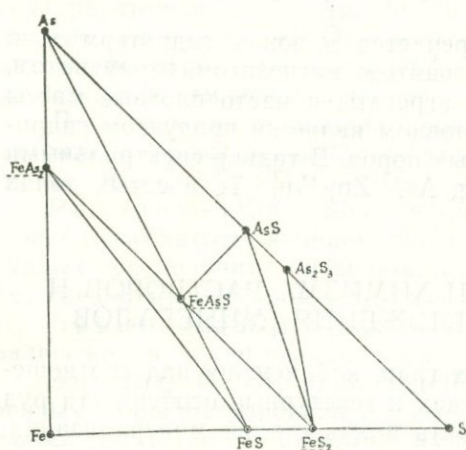


Рис. 45. Диаграмма состав—парагенезис в системе Fe—As—S (по А. Г. Бетехтину). Подчеркнуты минералы, встречающиеся в пирит-арсенопиритовых рудах Зодского месторождения.

Из изложенного следует, что соотношения серы и мышьяка в растворах не оставались постоянными и менялись в процессе минералообразования. С другой стороны, минералообразование шло в более или менее восстановительных условиях, так как и сера, и мышьяк в выделенных минералах представлены в виде комплексных анионов, состоящих из спаренных друг с другом ионов.

Третья стадия—самая многокомпонентная из всех стадий. Доминирующими элементами в этой стадии являются Si, Mg, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Pb, As, S. Значительное место занимают Ni, Co, Sb, Te, Ag, Sn, Au.

Характер растворов и их изменения по стадиям минерализации.

Характерные признаки	Дорудная кварцевая	Стадии минерализации				
		Кварц-пирит-арсенопиритовая	Кварц-карбонат-полисульфидная	Кварц (халцедон)-карбонат-золото-теллуровая	Кварц-карбонат-антимонитовая	Кварц-карбонатная безрудная
Распространенность	Широкая	Значительная	Небольшая	Значительная	Значительная	Значительная
Относительная температура образования.	Высокие-средние	Средние	Средние-низкие	Средние-низкие	Низкие	Низкие
Характер (pH) среды	Щелочная-кислая	Щелочная	Щелочная	Щелочная	Щелочная-нейтральная-до сл. кислой	Нейтральная-кислая
Преобладающие элементы-катионы	Si, Cu, Fe, Mg, Al, (Cr, Ni, Co, Cu, Ti, V, Ga и др.)	Si, Ca, Fe, Au, (Cu, Pb, Ni, Co, Zn, Ag, Se, Te, Bi и др.)	Si, Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, As, Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Bi (Ni, Co, Sn, Cd, Hg, Ga, Ge, In и др.)	Si, Ca, Mn, Au, Ag, Bi, Pb, Ni (Fe, Cu, Zn, Mg, Cd, Sb, Hg, V и др.)	Si, Ca, Mg, Mn, Sb, Fe (Cu, Zn, Pb, As, Bi, Cd, Hg, Au и др.)	Ca, Si (Mg, Mn, Fe, Cu и др.)
Преобладающие элементы-анионы	S, O	S, O, As	S, O, As, CO ₃ , Te (Se)	Te, S, O, CO ₃ (Se)	S, As, CO ₃ (Se, Te).	O, CO ₃ (S)
Преобладающие жильные образования	Кварц	Кварц	Кварц-карбонаты	Кварц (халцедон), карбонаты	Кварц, карбонаты	Кварц, карбонаты
Изменения вмещающих пород	Аргиллизация, пропилитизация, лиственитизация	Окварцевание, серицитизация, лиственитизация,	Серицитизация, лиственитизация, пиритизация	Серицитизация, лиственитизация	Аргиллизация, серицитизация, лиственитизация	Карбонатизация

* В скобках второстепенные элементы по распространенности.

Bi, (в десятых и сотых долях процента). Из элементов примесей следует отметить: Se, Ge, Cd, In и Ga (в десятых, сотых и тысячных долях процента).

Отложение в самом начале этой стадии раммельсбергита, а вслед за ним арсенопирита говорят о высоком парциальном давлении мышьяка и низкой концентрации серы. Отложение же вслед за ними таких минералов, как пирит, галенит, сфалерит, полидимит, линнеит, пирротин, указывает на изменение концентрации серы в течение всего периода минералообразования, с максимумом концентрации ее в срединных частях стадии, так как в поздние и конечные периоды в реакциях наряду с серой и мышьяком принимают участие также сурьма и теллур.

Установленная под микроскопом последовательность выделения минералов (она приводится при описании каждого минерала) свидетельствует также об изменении окислительно-восстановительного потенциала растворов то в одну, то в другую сторону. Так, судя по ионам серы и мышьяка, участвующих в минерализации, можно говорить, что в начале этой стадии имели место восстановительные условия, так как в раммельсбергите мышьяк представлен анионом. Дальше восстановительные условия сменяются окислительными (образование пирита и марказита с комплексным анионом S_2^{--} и линнеита, полидимита, в которых часть катионов представлена в трехвалентном виде), а затем имеет место падение окислительного потенциала с образованием сфалерита, халькопирита, галенита, пирротина, в которых сера представлена анионом S^{--} , который устойчив в более восстановительной среде, чем вышеуказанный комплексный анион.

Отложение теннантита, энаргита и люцонита в указанной последовательности в конце стадии говорит о смене менее окислительных условий более окислительными; из указанных минералов в теннантите мышьяк представлен трехвалентным катионом, а в энаргите и люцоните—пятивалентным. Об окислительных условиях говорит также образование бурнонита в конце стадии, где сурьма представлена трехвалентным катионом.

Многочисленность равновесных и неравновесных ассоциаций минералов в этой стадии и их возрастные соотношения приводят к выводу об относительно длительном периоде времени, в течение которого происходило отложение минералов. Это подтверждается и текстурными особенностями руд и наличием в них нескольких генераций одного и того же минерала (золота, арсенопирита, теллуридов и др.).

Характер изменения вмещающих пород свидетельствует о щелочности растворов. Серицитизация, карбонатизация, являются критериями щелочного характера растворов. В кислой среде отложение карбонатов маловероятно (они легко растворяются). Отложение карбонатов указывает на содержание ионов CO_3^{2-} в растворах, концентрация которых повышается с повышением щелочности растворов, где создаются благоприятные условия для диссоциации H_2CO_3 и удалении ионов водорода (в виде воды).

Представления о щелочности растворов подкрепляются также ассоциацией минералов. Как показывает А. Г. Бетехтин (1955), концентрация серы обратно пропорциональна квадрату концентрации водородных ионов:

$$[S^{2-}] = K_1 K_2 \frac{[H_2S]}{[H]^2},$$

а это означает, что даже в присутствии очень небольшого количества сильной кислоты (т. е. в слабокислых растворах) концентрация ионов серы уменьшается, т. е. уменьшается возможность образования сульфидов. В щелочных же растворах возможность образования сульфидов значительно повышается в связи с повышенной концентрацией серы (из существующих стадий данная является многосульфидной). Такие условия обусловлены тем, что водородные ионы, связываясь с ионами $[\text{OH}]^-$, которым обогащены щелочные растворы, образуют недиссоциированный H_2O , создавая благоприятные условия для дальнейшей диссоциации H_2S и тем самым образования сульфидного иона S^{2-} .

Другим фактором, свидетельствующим о щелочном характере растворов, является участие в реакциях Te , Sb , Au к концу данной стадии.

По данным многочисленных исследователей (F. G. Smith 1943; E. L. Bruce, 1941; C. Frondel, 1938; D. Callager, 1940; E. Wisser, 1941; K. M. Garrels, 1944; О. Е. Звягинцев, 1941; А. А. Сауков, 1951; В. В. Щербина 1956₂, 1964), образование сульфосолей, золота и теллуридов происходит в средах с более высоким рН при наличии значительной концентрации ионов серы (S^{2-}).

В следующей, четвертой, золото-теллуровой стадии минерализации главными элементами являются Si , Ca , Fe , Mn , Te , Au , Ag , Bi ; значительное место занимают Pb , Ni , Cu , Hg . Из элементов примесей следует отметить Se , V , Sb и другие.

Элементы, с которыми теллур образует химические соединения, являются: Bi , Ni , Hg , Pb , Ag , Au , Cu . Последовательность выделения этих соединений, установленная под микроскопом, такова: теллуrowисмутит, тетрадимит, пильзенит, мелонит, колорадоит, алтаит, кренерит, калаверит, сильванит, нагиагит, петцит, гессит, золото, самородный теллур. Время выделения вейссита и риккардита в этом ряду не установлено, так как они отмечены в виде небольших выделений и нередко в зоне окисления.

Последовательность выделения минералов А. Е. Ферсманом (1931, 1959) объясняется энергией кристаллической решетки, что находится в соответствии с валентностью катионов. Чем ниже валентность катиона, тем ниже энергия кристаллической решетки; чем меньше выделение энергии в момент образования кристаллической решетки, тем ниже температура кристаллизации, что одно и то же, тем позже выделение минералов этого элемента в процессе минералообразования.

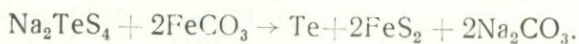
Намеченная В. В. Щербиной (1937) последовательность отложения соединений теллура в основном соответствует вышеотмеченным представлениям А. Е. Ферсмана и в схеме такова:

	Bi	Ni	Hg	Pb	Ag	Au	Cu
W	3	2	2	2	1	1	1
ВЭК	1,5	1,09	1,05	0,83	0,60	0,65	0,70.

Последовательность выделения теллуридов, установленная нами на Зодском месторождении, в основном соответствует указанному ряду, только теллуриды золота здесь выделялись раньше теллуридов серебра, что находится в соответствии с величинами энергетических коэффициентов (у золота она больше, чем у серебра, но они в указанной схеме расположены наоборот).

Исследованиями Ф. Г. Смита (F. G. Smith, 1943) установлено, что для образования теллуридов золота должны существовать особые условия, которые в свою очередь влияют на последовательность выделения золота, теллуридов и теллура.

По Ф. Г. Смит (1943), если в гомогенной системе наряду с золотом и сульфидом щелочей находится еще и Те, то при низкой концентрации свободной серы (полисульфидного иона), тиотеллуритовый ион— $[\text{TeS}_4]^{2-}$ преобразуется в ион полителлурида— (Te_2^{2-}) , и тогда последний входит в реакцию с ионами тиаурита— Na_3AuS_3 или Na_3AuS_2 и образуется полителлурид золота— (AuTe_2) : $2\text{Na}_3\text{AuS}_3 + 2\text{Te}_2^{2-} = 2\text{AuTe}_2 + 3\text{Na}_2\text{S} + 3\text{S}$. В противном случае весь тиаурит ион разлагается раньше тиотеллуритового иона и образуется металлическое золото, а затем самородный теллур, и в таком случае теллурид золота не образуется. При указанных ионных превращениях часть ионов тиотеллурита остается в прежнем виде, почему сперва образуется теллурид золота, затем выделяется излишек золота в самородном виде, а после всех, в результате разложения тиотеллуритового комплекса, осаждается металлический теллур:



Эти представления подтверждены также экспериментальным путем (N. L. Markham, 1960; S. Ogrislo, 1935; Н. Г.Тюрин, 1965).

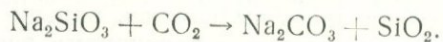
Литературные (M. Watanabe, 1955; R. M. Thompson, 1949; N. L. Markham, 1960) и имеющиеся у нас фактические данные показывают, что в природных ассоциациях Au, Te, Bi и других элементов такая последовательность как раз и наблюдается.

Ассоциация теллуридов, золота и Те с кварцем, карбонатами и халцедоном в сопровождении серицитизации, карбонатизации и пиритизации околорудных пород говорит о щелочности растворов и в эту стадию. Это находит подтверждение также в экспериментальных исследованиях и теоретических суждениях различных исследователей (E. L. Bruce, 1941; C. Frondel, 1938; R. M. Garrels, 1944; F. G. Smith, 1943; R. W. Boyle, 1955; О. Е. Звягинцев, 1940, 1941; В. В. Щербина, 1956₂, А. Е. Ферсман, 1959).

В частности, А. Е. Ферсман, Ф. Г. Смит, В. В. Щербина и другие особое место в переносе и отложении золота отводят щелочным сульфидным растворам.

Как указывает В. В. Щербина (1956₂), перенос золота осуществляется, возможно, в виде соединений NaAuS_2 или Na_3AuS_3 , в результате разложения которого образуется свободное золото по реакции: $2\text{Na}_3\text{AuS}_3 + 3\text{FeCO}_3 \rightarrow 2\text{Au} + 3\text{FeS}_2 + 3\text{Na}_2\text{CO}_3$, указанное соединение— Na_3AuS_2 (или Ne_3AuS_3) устойчиво в щелочных сульфидных растворах, несущих в себе растворенные NaSH и Na_2SiO_3 . Из последнего, возможно, образуется часть кварца золото-кварцевых жил.

Если учесть тот факт, что с понижением температуры в растворах появляется и анион CO_3 (за счет увеличения растворимости CO_2), который сильнее по сравнению с анионом SiO_4 , то можно представить, что он реагирует с растворенной в щелочных сульфидных растворах Na_2SiO_3 и приводит к выпадению из гидротермальных растворов кремнезема:



Образовавшиеся при этих реакциях карбонаты щелочей реагируют с силикатами околорудных пород, в частности с плагиоклазами, и образуют нерастворимые карбонаты двухвалентных металлов совместно с серицитом.

По-видимому, этим надо объяснить серицитизацию, карбонатизацию боковых пород с проявлением пиритизации.

В сульфоантимонитовой стадии минерализации главными рудообразующими элементами является Si, Ca, Mg, Fe, Al, Sb, Pb, As, Cu, S, дальше незначительное место занимают Ni, Co, Ag, Bi, Cr, Zn, из коих Ni, Co, Cr, очевидно, связаны с вмещающими породами.

Последовательность выделения минералов в этой стадии также, по-видимому, обусловлена концентрацией сурьмы, серы, свинца, железа, мышьяка, меди, окислительно-восстановительными условиями и другими факторами.

Так как в растворах преобладающими элементами являлись Sb, Fe, S и As, то сначала образовались пирит, арсенопирит (и другие сульфиды), антимонит, а затем, с понижением концентрации Sb, S и температуры, изменением окислительно-восстановительного потенциала и pH среды, образуются остальные сульфосоли. Необходимо отметить, что часть сульфосолей является реакционным образованием, представляющим собой продукт взаимодействия сурьмянистых растворов с ранее отложившимися минералами (галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом и блеклой рудой). В таких случаях последовательность отложения минералов определяется комплексом факторов. Например, на контакте с галенитом сначала образуется буланжерит, а затем джемсонит и цинкенит. Их последовательная смена обусловлена понижением концентрации свинца. На контакте галенита, арсенопирита и халькопирита образуется зелигманит, а халькопирита и блеклой руды—бурнонит с зелигманитом.

Характер растворов не остается постоянным и в этой стадии минерализации, что нашло свое выражение в характере изменения боковых пород и в парагенезисе минералов.

Последние порции растворов снова были лишены металлических компонентов и отложили кварц и карбонат.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что характер растворов и условия отложения минералов в ходе всего процесса рудообразования неоднократно менялись, что нашло свое выражение в составе, структурно-текстурных особенностях руд и в продуктах околорудного гидротермального метасоматоза.

6. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД

Минералого-геохимические особенности руд Зодского месторождения обусловлены не только характером гидротермальных растворов, но и нахождением руд в породах самого различного петрографического состава и петрохимического характера—начиная от ультраосновных кончая кислыми.

Наложенность одновременных стадий минерализации и широко развитые процессы замещения и взаимного включения минералов несколько затрудняют решение вопросов геохимии элементов, особенно тех, которые представлены собственными минералами. Поэтому решение этих вопросов проводилось при строгом учете корреляционных зависимостей отдельных элементов и взаимоотношений минералов, наблюдаемых под микроскопом.

При учете всех особенностей образования руд стало возможным вывести некоторые общие закономерности распределения элементов в рудах, концентратах, минералах и рудовмещающих породах.

Некоторые черты характера растворов и их изменения по стадиям минерализации приведены в предыдущей главе и табл. 33. Как видно из таблицы, в каждой отдельной стадии наблюдается резко различная

концентрация главных рудообразующих элементов, в связи с этим в них различна также концентрация редких элементов, при этом различия выражаются в их количественных и качественных соотношениях. Но вместе с тем весь процесс рудообразования характеризуется преемственностью. Главные рудообразующие элементы проявляются почти во всех стадиях минерализации (в различной концентрации), что свидетельствует о прерывистости единого рудообразующего процесса и о связи всего процесса с одним очагом.

Различный характер растворов выражается также в составе жильных минералов. В одних типах руд присутствует только кварц, в других — кальцит и анкерит, кальцит, родохрозит и анкерит, в третьих — анкерит с кальцитом, доломитом и т. д.

Изменения характера растворов проявляются также в продуктах гидротермального изменения пород, сопровождающих отдельные стадии минерализации, что подтверждается детальными исследованиями Г. А. Саркисяна (1968).

Характер растворов не остается постоянным и в течение каждой отдельной стадии, что проявляется в последовательности отложения минералов.

Необходимо отметить, что некоторые черты поведения элементов находятся в зависимости от нахождения рудных тел в тех или иных разностях пород. Так, в серпентинитах, перидотитах и габбро, руды обогащены титаном, ванадием, хромом, марганцем, магнием и никелем.

Ниже приводится характер распределения элементов в рудах, минералах и породах.

Золото является одним из главных компонентов руд. Наиболее высокие концентрации золота установлены в пирит-арсенопиритовых, полисульфидных (полиметаллических) и золото-теллуридовых рудах. Оно в небольшом количестве присутствует также в антимонитовых рудах и околожильных измененных породах.

Как известно, золото характеризуется высоким ионизационным потенциалом, в связи с чем оно быстро восстанавливается до атомарного состояния, поэтому оно в рудах обычно находится в самородном виде. Но вместе с тем оно образует химические соединения с теллуром. В рудах Зодского месторождения проявлена как одна, так и другая форма. Значительная часть золота (около 25—30%) представлена крупнодисперсными частицами (0,2 мм и более), остальная часть микроскопическими и субмикроскопическими. От 20 до 45 процентов всего золота в рудах находится в свободном состоянии в зависимости от степени окисления руд. Разумеется, в окисленных рудах больше (40—45%) свободного золота, чем в сульфидных (18—20%). Остальная часть (55—80%) находится в сростках с первичными минералами руд (сульфидами, сульфосолями, теллуридами, окислами и карбонатами).

Самые распространенные ассоциации элементов, в которых участвует золото, являются: Fe, As, S; Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Sb; Te, Bi, Ag, Hg, Ni, Cu; Fe, As, Sb, Pb, Cu.

В первой ассоциации золото находится в основном в виде самородных частиц, главным образом субмикроскопических. Во второй ассоциации оно, кроме самородного золота, образует редкие выделения теллуридов. В этой ассоциации наравне с субмикроскопическим золотом присутствует микроскопическое и макроскопическое. В третьей ассоциации роль теллуридов уже возрастает и золото почти в равных количествах проявляется как в элементарном состоянии, так и в соединении с теллуrom и серебром (в виде теллуридов). В последней

ассоциации микроскопически и макроскопически видимое золото отсутствует, проявляется оно главным образом в виде субмикроскопического золота в пирите, арсенопирите и кварце. В этой ассоциации исключается и теллуридовая форма.

С глубиной роль первых двух ассоциаций возрастает, а последних—остается почти без изменения (незначительно понижается). Антимонитовые жилы с глубиной становятся маломощными, а среди теллуридов возрастает роль мелонита, теллуровисмутита и алтаита.

Золото в небольших количествах, в основном в свободной форме (элементарной), проявляется и в продуктах зоны окисления. Здесь в результате разрушения сульфидов и теллуридов золото высвобождается с образованием тусклого золотисто-желтого цвета агрегатов, которые состоят из многочисленных изометрических микроскопических зерен. Такие агрегаты нередко находятся в трещинах усыхания лимонитов, в трещинах катаклаза рудных и жильных минералов, сохранившихся от изменения. Нередко они окаймляют частицы первичного золота, что хорошо наблюдается по отражательной способности, цвету и микроструктуре после травления. Такое золото характеризуется высокопробностью.

Самые верхние части (3—5 м) гидротермально измененных пород рудных зон характеризуются невысокими содержаниями золота. По всей вероятности, часть золота на поверхности была добыта в древние времена, а другая часть вынесена в более нижние горизонты, обедняя верхние. В этой связи кратко остановимся на поведении золота в зоне окисления.

В литературе (М. Н. Альбов, 1952; В. М. Крейтер, 1947, 1948, 1958; F. W. Freise, 1931; S. Ogrislo, 1935) по-разному трактуется вопрос миграции золота из зоны окисления. Приведем некоторые факты, установленные нами на месторождении, свидетельствующие о миграции золота в пределах зоны окисления.

1. Химико-спектральными и полуколичественными спектральными анализами золото, совместно с другими рудообразующими элементами, определено в золе древнего деревянного крепления, лежавшего на глубине 80—100 м.

2. Золото установлено в сухих остатках рудничных вод.

3. Нами золото было обнаружено в густом лимонитизированном растворе темно-бурого цвета, вытекающем из друзовой полости кварцево-сульфидной жилы гребенчатого строения на глубине 80 м от поверхности.

Приведенные факты говорят о подвижности золота в зоне окисления. Ясно, что он мигрирует в различных формах (в механической, растворенной и взвешенной).

Характер распределения золота на разных горизонтах и по простиранию рудных тел разный и зависит от многих факторов—от степени развития той или иной ассоциации минералов, геохимических особенностей золота, структурных особенностей рудных тел, количественных соотношений сульфидов и других. Неравномерный характер распределения золота наглядно виден по вариационным кривым, построенным по простиранию, мощности и падению рудных тел (рис. 46, 47). Из этих кривых видно, что содержание золота с глубиной повышается. С глубиной меняется и золото-серебряное отношение. Если на горизонте 2447 и 2366 м золото-серебряное отношение составляет 1:2, то на горизонте 2266 м—оно повышается до 1:1,2, а на горизонте 2175 м—1:1. В среднем на месторождении по подсчитанным запасам руд золото-серебряное отношение (Au:Ag) составляет 1:1,6,

а $\text{Au:Ag:Te}—1:1,6:5,7$. Золото-серебряное отношение в различных минеральных типах руд различно. Так, оно в пирит-арсенопиритовых рудах составляет 1:1,3, а $\text{Au:Ag:Te}—1:1,3:3,5$; полисульфидных—1:2,9, Au:Ag:

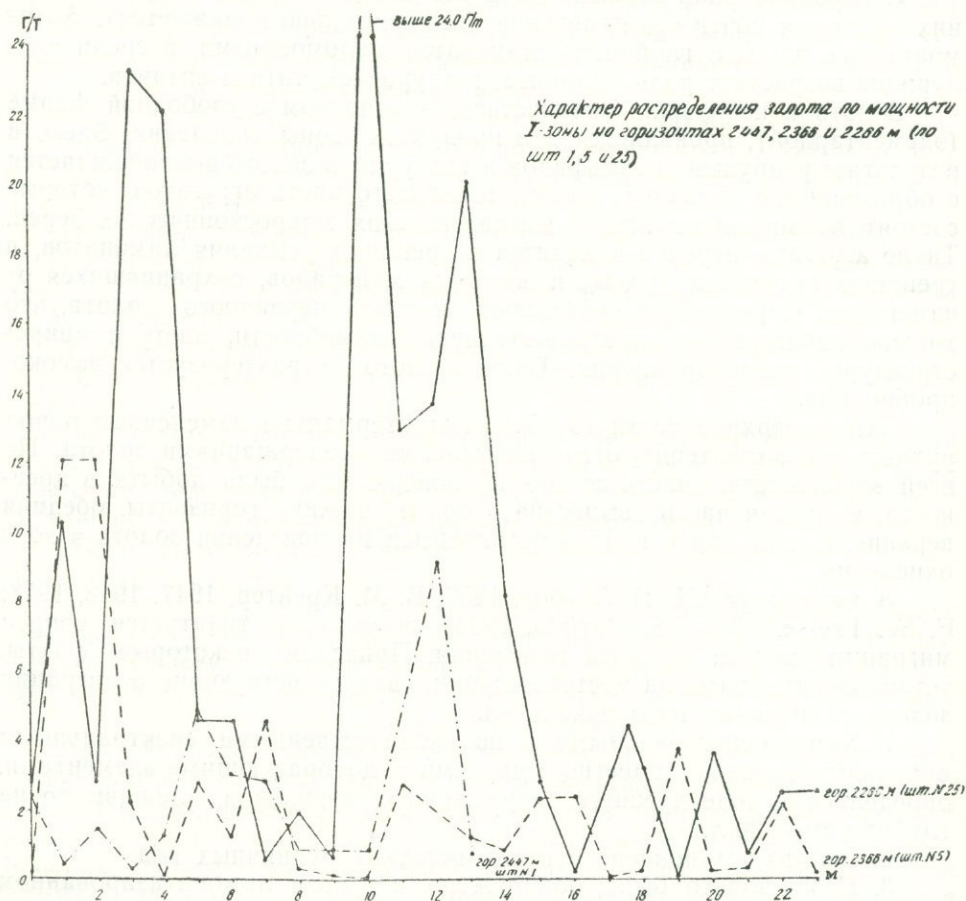


Рис. 46

$\text{Te}—1:2,9:11,9$; золото-теллуридовых—1:2 и $\text{Au:Ag:Te}—1:2:34$, а антимонитовых рудах—1:2,4 и $\text{Au:Ag:Te}—1:2,4:6,6$. Изменение золото-серебряного отношения с глубиной обусловлено тем, что в глубоких горизонтах роль сульфидных руд, особенно пирит-арсенопиритовых значительно повышается, а в последних, как показано выше, Au:Ag выше, чем в золото-теллуридовых рудах. Как видно, руды месторождения характеризуются высоким золото-серебряным отношением, что обусловлено высоким содержанием золота, преобладанием сульфидных руд и теллуридов золота.

Приуроченностью самородных частиц золота преимущественно к сульфидной части руд объясняется довольно высокое содержание его в пирите, арсенопирите, пирротине, марказите, сфалерите, халькопирите, кобальтине, бравоите, герсдорфите, линнеит-полидимите, галените и блеклой руде. Из приведенного списка минералов видно, что золото имеет склонность находиться в тех минералах, в которых основными элементами являются: железо, мышьяк, никель, кобальт, цинк, свинец

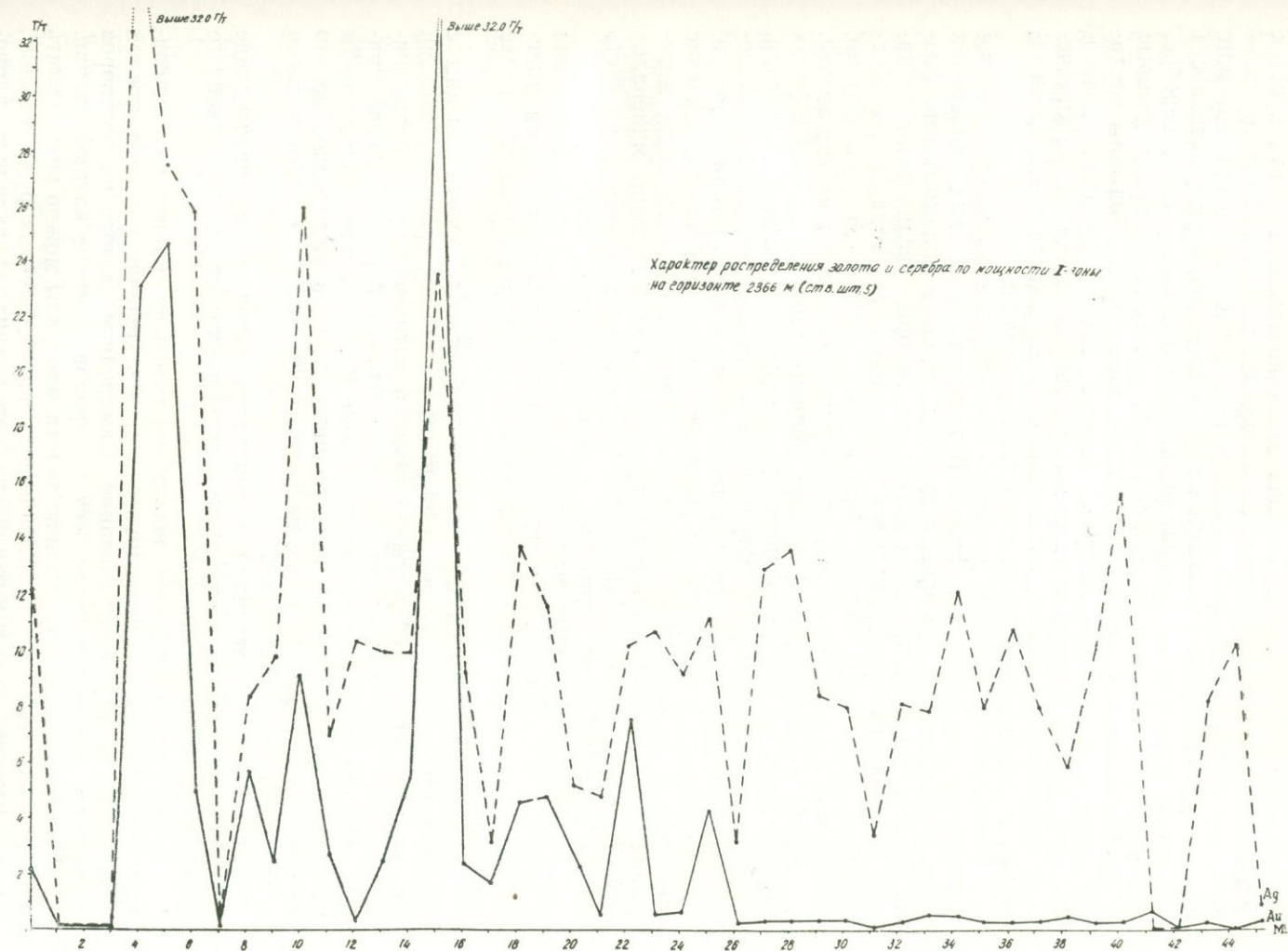


Рис 47.

и медь. Тесная и постоянная связь золота с сульфидами показана многими исследователями. Причина этого интересного факта кроется во многих факторах, влияющих на отложение золота из гидротермальных растворов. Среди этих факторов главное место принадлежит осаждающим свойствам указанных выше минералов. В ряду активности элементов золото стоит в конце ряда. Близко к золоту стоят серебро, ртуть, свинец, медь, никель, железо, цинк, то есть те элементы, которые являются главными рудообразующими элементами Зодского месторождения и минералы, которые больше всего содержат золото. Выходит, что на осаждение золота из растворов влияет также химическая активность элементов, находящая свое выражение в электрохимических и физико-химических свойствах минералов.

В осаждении золота из растворов значительную роль играют также физические свойства сульфидов. В твердых и хрупких минералах (пирит, арсенопирит, сфалерит и др.) под влиянием динамометаморфизма образуются микротрещины катаклаза, которые увеличивают активную поверхность соприкосновения минералов с растворами, способствующими осаждению золота. Кроме того, создаются структурные возможности для осаждения и размещения самородных частиц золота.

Кроме перечисленных факторов, концентрация золота в сульфидах зависит также от количественного проявления того или иного минерала. Фактически наиболее распространенные минералы руд (пирит, арсенопирит, сфалерит и др.) являются наилучшими концентраторами золота. В иных случаях в осаждении и распределении золота важное значение приобретает одновременное отложение золота и сопутствующих минералов. В таких случаях растущие кристаллы сопутствующих минералов включают выделения золота в себе. Аналогичный характер имеет часть золота в пирит-арсенопиритовых и полисульфидных рудах.

Золото в отмеченных выше минералах образует тонкие включения и прожилочки. Соотношение агрегатов золота с сопутствующими минералами показывает, что оно в основном из растворов выделялось после всех минералов.

Установлено, что самые высокие содержания золота связаны с золото-теллурувыми, полисульфидными и пирит-арсенопиритовыми типами руд. Золото обнаружено также в антимонит-сульфоантимонитовых рудах, где оно главным образом связано с пиритом, арсенопиритом, кварцем, возможно и с сульфосолями. В антимоните при детальном просмотре многочисленных полированных шлифов самородное золото не обнаружено. Золото в нем не устанавливается также химическими и спектральными анализами.

Антимонитовая ассоциация минералов наложена на предыдущие золотоносные, поэтому не исключена возможность связи обнаруженного в ней золота с последними.

Возрастные содержания золота параллельно понижению температуры проявляется и в последовательности выделения золота в каждой отдельной стадии минерализации. Самородное золото из растворов выделяется после отложения всех минералов, в конце каждой стадии.

По убывающему содержанию золота минералы можно расположить в такой ряд: теллуриды, арсенопирит, пирит, блеклая руда, галенит, ваэсит, бравоит, полидимит-линнеит, герсдорфит, халькопирит, пирротин и марказит. Содержание золота в окисленных рудах, следовательно, и продуктах окисления первичных минералов в 2—5 раз ниже, чем в первичных, что свидетельствует о миграции золота из зоны окисления.

Золото, в небольших количествах, нередко 1—2 г/т, установлено в околорудных измененных породах и продуктах гидротермального мета-

соматоза—в тальке, каолине и слюдках. По-видимому, в них золото находится в тонкодисперсном состоянии.

Следует вкратце остановиться на характере распределения золота в породах. Ядерно-активационным анализом золото определено почти во всех породах месторождения. Но результаты анализов показывают, что кроме кварцевых порфиров, где содержание золота в 4 раза превышает кларк, во всех остальных типах пород оно ниже кларков в 2—7 раз, при этом в породах ультраосновной и основной формации оно ниже в 6—17 раз, а в кислых и средних породах—2—10. В измененных-эпидотизированных, пренитизированных и окварцованных разностях пород по сравнению со свежими содержание золота повышается в 1,5—2 раза, а в сильно измененных околорудных породах оно повышается в 1000—5000 и нередко более раз.

Приведенные данные позволяют заключить, что золото привнесено гидротермальными растворами, связанными с очагом кислой магмы, деривитом которого является дайка кварцевого порфира. Возможно, содержащееся в породах основной и ультраосновной формации золото частично вынесено и переотложено в рудных зонах, поэтому в них содержание золота понижается ниже кларка в среднем 10—12 раз.

Серебро является вторым ценным компонентом руд. В связи с принадлежностью месторождения к средне-низкотемпературной золото-серебряной формации, руды характеризуются также повышенным содержанием серебра.

Серебро в рудах участвует во всех ассоциациях минералов в виде собственных минералов—гессита, силъванита, самородного серебра, эмпрессита, так и в виде изоморфной примеси в сульфидах, сульфосолях—галените, антимоните, пирите, арсенопирите, сфалерите, блеклой руде, бурноните, буланжерите, зелигманите и других минералах.

Присутствие в растворах сурьмы, мышьяка, свинца, меди, висмута и теллура способствовало концентрации серебра в продуктах поздних, более низкотемпературных стадий.

По высокому содержанию серебра выделяются золото-теллуровые (700—717 г/т) и полисульфидные (160 г/т) руды, за ними следуют пирит-арсенопиритовые (70 г/т), антимонитовые (20—60 г/т), а затем медные (47 г/т) типы руд. По содержанию серебра (по спектральным анализам) соответственно располагаются их концентраты (900, 300, 180 и 45 г/т).

Главные минералы руд по концентрации серебра располагаются в такой ряд: теллуриды серебра (>10%), алтаит (~3%), галенит (0,82%), блеклая руда (0,1%), теллуrowисмутит (0,03%), мелонит (0,015%), антимонит (0,014%), халькопирит (0,013%), сфалерит (0,007%), арсенопирит (0,007%), марказит (0,0056%), пирротин (0,005%), пирит (0,0035%), карбонат (0,0005%) и кварц (0,0001%).

Содержание серебра колеблется также в золоте из различных стадий. Довольно высокое содержание (до 15%) серебра определено в золоте из золото-теллуровой ассоциации. Оно в 2—2,5 раза (6%) низко в золоте из полисульфидной ассоциации и еще ниже во вторичном золоте (4—5%). Обоеднение вторичного золота серебром связано с растворимостью и выносом последнего, как это установлено работами Ю. П. Ивенсена (1938), А. И. Фасталовича (1940), Н. В. Петровской (1941, 1947), И. Г. Наслузова (1936), С. А. Плетенева (1946) и других.

В измененных полиметаллических, арсенопиритовых и антимонитовых рудах концентрация серебра понижается в 2—4 раза, что связано с миграцией последнего из зоны окисления. С глубиной, как и у золота,

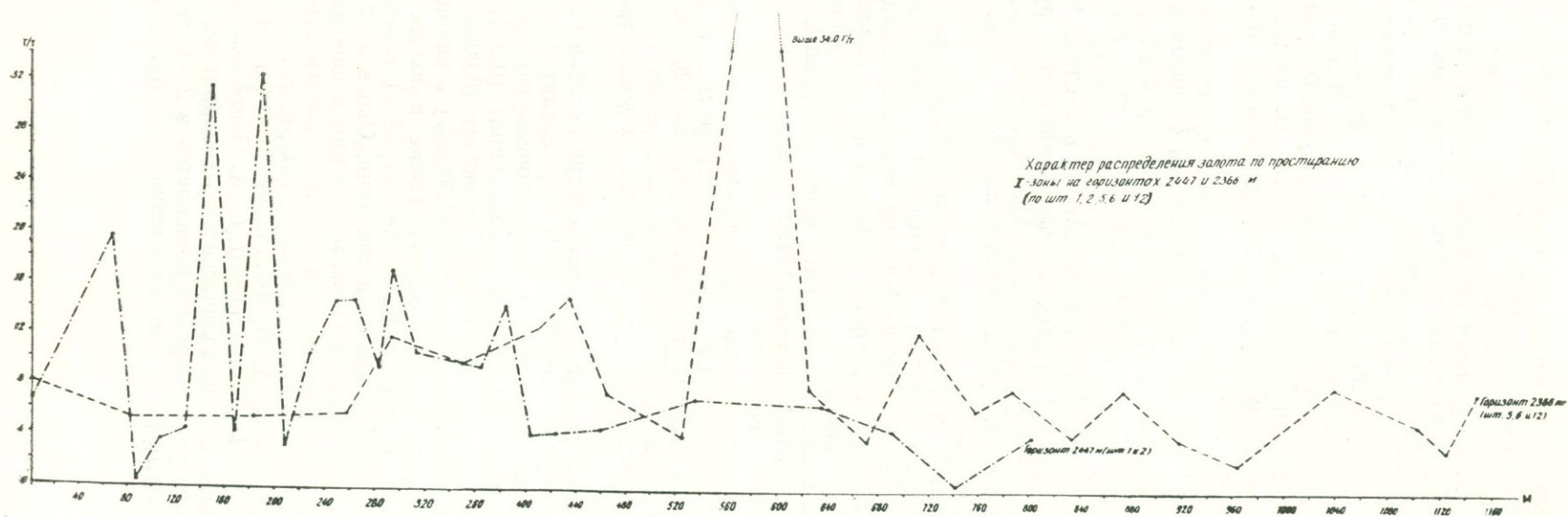


Рис. 48. Характер распределения золота в рудных телах.

концентрация серебра повышается, но в слабой степени. Если у золота она меняется в 8—10 раз, то у серебра—2,5—3 раза, при этом разница между содержаниями серебра на горизонте 2447 и 2366 м составляет 3 раза, а между нижележащими горизонтами—1—1,5 раза. Отмеченные вариации обусловлены миграцией серебра из поверхностных частей рудных тел и осаждением его в верхних горизонтах.

Концентрация серебра меняется и по простиранию, мощности и падению рудных тел (рис. 48).

Среди пород повышенными содержаниями серебра характеризуются листвениты (30 г/т), что связано с привнесом его гидротермальными растворами. В свежих разностях пород содержание серебра составляет 1—5 г/т, при этом в кислых разностях оно несравненно выше, чем в основных и ультраосновных. Это указывает на связь растворов со среднекислой магмой.

Селен. Роль селена в рудах незначительна. В силу родства и близких химических свойств селена, серы и теллура, первый концентрируется в сульфидах и теллуридах в виде изоморфной примеси (Н. Д. Синдеева, 1954).

Нахождение селена в основном в сульфидах согласуется с положением этого элемента в таблице элементов Минделеева, где он ближе примыкает к сере, чем теллур. Радиус иона селена тоже близко стоит к радиусу двухвалентной серы ($RS^{2-} = 1,74 \text{ \AA}$, $RSe^{2-} = 1,91 \text{ \AA}$).

Химическими анализами селен установлен почти во всех типах руд. Высоким содержанием селена (70 г/т) характеризуются золото-теллуровые руды, за ними следуют пирит-арсенопиритовые (50—52 г/т), полиметаллические (10 г/т) и антимонитовые (5—7 г/т). Низким содержанием селена характеризуются также концентраты и минералы последних типов руд.

В арсенопиритовых и полиметаллических концентратах определен селен 31—70 и 24 г/т соответственно. Среди минералов сравнительно высокое содержание селена (150 г/т) отмечено в арсенопирите, что коррелируется с содержанием теллура. За арсенопиритом следуют пирротин (40 г/т), пирит (22 г/т), сфалерит (20 г/т) и антимонит (15 г/т).

Как следует из приведенных данных содержание селена в рудах понижается с понижением температуры их образования. Исключением являются золото-теллуровые руды.

Теллур. По своему промышленному значению теллур является одним из ценных компонентов руд. Наличие золото-теллуридов руд и их наложенность на другие типы в значительной степени повышает ценность последних.

Теллур установлен почти во всех типах руд. В полисульфидных и золото-теллуридных рудах он находится в основном в форме собственных минералов—теллуридов висмута, свинца, никеля, золота, серебра, ртути и меди. Но не исключена возможность изоморфной формы нахождения теллура в других минералах.

В пирит-арсенопиритовых и антимонитовых рудах теллуриды отсутствуют, поэтому приходится предположить изоморфную форму нахождения его в этих типах руд. В местах наложения теллуридов, конечно, он участвует также в виде механической примеси.

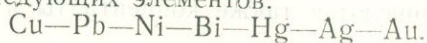
До последнего времени присутствие теллура в сульфидных рудах объяснялось только изоморфизмом. С совершенствованием минералогических методов исследования руд в сульфидах стали обнаруживать минералы теллура, к образованию которых теллур склонен даже при содержании в тысячных долях процента.

По всей вероятности, во многих случаях размер теллуридов в сульфиде бывает трудно различим под микроскопом, что, наряду с редкостью, заставляет его присутствие в них объяснить изоморфизмом. Поэтому при наличии теллуридов в какой-либо ассоциации минералов следует осторожно подходить к определению формы нахождения теллура в других ассоциациях, даже тогда, когда теллуриды не обнаруживаются. С этой точки зрения находим, что повышенные содержания теллура в пирит-арсенопиритовых рудах и в некоторых минералах полисульфидных руд следует объяснить также механической примесью теллуридов.

Особенности геохимии теллура изучались В. В. Щербиным (1937), а затем Н. Д. Синдеевой (1954). Согласно представлениям В. В. Щербины, изоморфные соотношения теллура с другими элементами, в первую очередь с его аналогами, определяют возможность рассеяния теллура в сернистых минералах. При этом он указывает на слабо проявленный изоморфизм сульфидов и теллуридов и в отдельных случаях на полное его отсутствие. В возможном изоморфном замещении он некоторую роль отводит селену, который довольно легко замещается теллуром.

Н. Д. Синдеева (1964), наоборот, отрицает изоморфизм между серой и теллуrom и посредническую роль селена при замещении серы теллуrom.

В. В. Щербина (1937), изучив парагенетические ассоциации теллуридов и сульфидов на 13 месторождениях мира, приходит к выводу, что существует определенный ряд возрастания «относительного» сродства к теллуру у следующих элементов:



Согласно этому выводу сначала должны были образоваться теллуриды золота и серебра, а затем следующих элементов, но фактически теллуриды никеля, висмута и свинца образуются раньше теллуридов золота и серебра. При образовании теллуридов определенное значение имеет не только сродство элементов указанного ряда к теллуrom, но и их концентрация, геохимические и кристаллохимические особенности и физико-химические условия. Сродство отмеченных элементов к теллуrom в некоторой степени проявляется в распространенности и количестве теллуридов. Среди установленных теллуридов три являются соединениями золота, три—серебра, три—висмута, два—свинца, два—меди, один—никеля и один—ртути. А среди них самым распространенным являются теллуриды висмута, никеля и свинца, т. е. те теллуриды, которые выделялись раньше.

По мере понижения температуры рудообразования концентрация теллура повышалась, что привело к отложению некоторых теллуридов в конце полисульфидной и главным образом в золото-теллуридовой стадии. В связи с этим теллур также характеризуется неравномерным распределением в рудах и минералах.

Самые высокие содержания теллура (до 4200 г/т) были установлены в золото-теллуридных рудах, за ними следуют полисульфидные (140 г/т), пирит-арсенопиритовые (110 г/т). Антимонитовые руды характеризуются самым низким содержанием теллура (40 г/т).

Высокое и повышенное содержание теллура в золото-теллуридных, пирит-арсенопиритовых и полисульфидных типах руд и их концентрациях связано с присутствием собственных минералов теллура. Этим объясняется весьма неравномерное распределение теллура в отмеченных рудах.

Отложением основной массы теллура до выделения антимонита и сульфoантимонитов обусловлена их бедность теллуrom.

По возрастающему содержанию теллура главные рудообразующие минералы можно расположить следующим образом: антимонит (100 г/т), сфалерит (330 г/т), арсенопирит (530 г/т), галенит (1200 г/т), халькопирит (2700 г/т), пирит (4900 г/т), блеклая руда (до 32000 г/т) и теллуриды (десятки кг/т). В связи с тем, что теллур в рудах находится главным образом в виде теллуридов, то распределение теллура по минералам никаким закономерностям не подчиняется.

Высокое содержание теллура в блеклой руде и галените обусловлено близкоодновременным выделением их из растворов. Остальные же минералы (пирит, сфалерит, арсенопирит и халькопирит) являются преобладающими минералами руд, в полях которых отлагались теллуриды, повышая в них концентрацию теллура. Наблюдается несколько повышенное содержание теллура в минералах тех полиметаллических жил, которые расположены в главных рудных зонах. Это связано с наложением золото-теллуровой минерализации на полиметаллическую.

Теллур, как и золото и серебро, имеет тенденцию накапливаться в поздних дифференциатах растворов. Эта тенденция теллура наблюдается как в общем рудообразовательном процессе, так и в отдельных стадиях минерализации. При этом когда в растворах присутствуют золото, серебро, свинец, висмут, никель, ртуть и медь, тогда он с ним образует теллуриды. После выделения теллуридов и золота оставшая часть теллура выделяется в виде самородного теллура, что наблюдается в золото-теллуровых рудах.

Довольно высокие концентрации теллура установлены в окисленных рудах (170 г/т) и лимонитах (400 г/т), что говорит о слабой миграции теллура из зоны окисления и концентрации его в виде вторичных теллуровых минералов (монтанита, данхемита, блэкеита, теллурита и др.), установленные детальными исследованиями.

Висмут является следующим промышленно-ценным компонентом руд. Он установлен почти во всех типах руд. Близкие черты геохимического поведения висмута привели к концентрации его совместно с золотом, серебром, сурьмой, мышьяком, теллуром, свинцом, медью, цинком и другими халькофильными элементами. Висмут в рудах проявляется как в виде собственных минералов (самородный висмут, висмутин, тетрадимит, теллуровисмутит, пильзенит и др.), так и изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях.

Довольно высокие содержания висмута (1500 г/т) полуколичественными спектральными анализами установлены в золото-теллуровых рудах (5 пр.), за ними следуют арсенопиритовые с содержанием висмута—130 г/т (20 пр.), и затем медные—80 г/т (9 пр.), полиметаллические—70 г/т (55 пр.) и антимонитовые—25 г/т (16 пр.).

В продуктах измененных полиметаллических и арсенопиритовых руд содержится несколько меньше висмута, чем в первичных. Это показывает, что только небольшая часть висмута выносится из зоны окисления, а оставшая часть остается там, образуя вторичные минералы (бисмит, базовисмутит, монтанит и др.), установленные в верхних горизонтах рудных тел.

В концентратах содержание висмута меняется следующим образом: в золото-теллуровых концентратах оно составляет 4800 г/т (12 пр.), арсенопиритовых—350 г/т (11 пр.), полиметаллических—150 г/т (42 пр.), медных—100 г/т (8 пр.) и в антимонитовых—130 г/т (13 пр.). Некоторые вариации в содержаниях висмута в концентратах, по сравнению с рудами связаны с минеральной формой нахождения.

Высокое содержание висмута в арсенопиритовых, полиметаллических, медных и золото-теллуровых типах руд обусловлено наличием

самородного висмута и висмутитина в полиметаллических, медных и, возможно, в арсенопиритовых рудах, а теллуrowисмутита, тетрадимита и пильзенита—в золото-теллуrowых. Как видно, висмут также проявляет тенденцию накопления в средних стадиях рудного процесса. Эта закономерность проявляется и в самих стадиях минерализации. Здесь минералы висмута выделяются позже одних минералов (пирита, арсенопирита, сфалерита, халькопирита), раньше других (гессита, петцита, калаверита, золота и др.).

Главные рудообразующие минералы по содержанию висмута можно расположить в такой ряд: теллуриды висмута (десятки процентов) мелонит—3200 г/т (3 пр.), алтаит—3000 г/т (3 пр.), сульфосоли свинца и сурьмы—590 г/т (4 пр.), блеклая руда—320 г/т (1 пр.), галенит—(212 г/т (3 пр.), антимонит—210 г/т (13 пр.), сфалерит—120 г/т (20 пр.), халькопирит—80 г/т (4 пр.), арсенопирит—27 г/т (22 пр.), пирит—25 г/т (32 пр.), пирротин и марказит—3,2 г/т (по 1 пр.). Из приведенных данных следует, что концентрация висмута в минералах возрастает в основном параллельно с последовательностью их выделения. В низкотемпературном, игольчатом арсенопирите из антимонитовых руд в 20—25 раз больше висмута, чем в арсенопирите из первых двух стадий минерализации.

Сравнительно низкое содержание висмута в пирите, арсенопирите и в некоторых других сульфидах, по сравнению с рудами и концентратами, показывает, что висмут в последних представлен главным образом в виде собственных минералов. На это указывает также повышенное содержание теллура в отмеченных продуктах. В антимоните, наоборот, по сравнению с концентратами и рудами содержится больше висмута, это показывает, что здесь висмут в основном связан с сурьмой и сульфосолями.

В зоне окисления в результате образования вторичных висмутовых минералов, фиксируется довольно большая концентрация висмута—80 г/т в окисленных рудах и 400 г/т в охрах.

Кадмий. По сравнению с предыдущими элементами в рудах месторождения пользуется слабым проявлением. Кадмий весьма неравномерно распределен во всех минеральных типах руд месторождения. По-видимому, основная концентрация кадмия связана со сфалеритом; поэтому высокие содержания он образует в полиметаллических—250 г/т (51 пр.) и сфалеритсодержащих арсенопиритовых—100 г/т (20 пр.) рудах. В медных и антимонитовых рудах содержится кадмий 3 и 8 г/т соответственно.

Согласно с рудами, концентрация кадмия изменяется в соответствующих концентратах: 300 г/т кадмия содержится в арсенопиритовых концентратах, 270 г/т—в полиметаллических и 20 г/т в антимонитовых.

Среди рудных минералов высокие содержания кадмия установлены в сфалерите—1250 г/т (2 пр.), в галените—400 г/т (3 пр.), алтаите—100 г/т (3 пр.), халькопирите—80 г/т (6 пр.), арсенопирите—60 г/т (20 пр.), в сульфосолях свинца и сурьмы—57 г/т (4 пр.). Несколько более низкие концентрации его определены в блеклой руде—32 г/т (2 пр.), в пирите—20 г/т. Значительная часть кадмия в отмеченных минералах связана с включениями сфалерита, который с ними образует тесные сростки. Кадмий в количестве 10—30 г/т установлен также во вторичных продуктах, образованных за счет сульфидов и теллуридов. Из жильных минералов, кадмий установлен в родохрозите и сидерите (до 30 г/т).

Отсутствие собственных минералов кадмия позволяет предполагать, что он в рудах находится в виде изоморфной примеси в сульфидах.

Изоморфизм между Zn^{2+} и Cd^{2+} хорошо изучен и изложен в ряде работ (В. В. Иванов, 1964, 1966). В последние годы предполагается, что изоморфизм существует также между кадмием и железом, медью, марганцем и свинцом. По-видимому, наличие кадмия в халькопирите, галените, арсенопирите, родохрозите, сидерите и сульфосолях меди, свинца и сурьмы объясняется не только включениями сфалерита, но и изоморфным вхождением кадмия в структуру указанных минералов. Это подтверждается тем, что прямая зависимость между цинком и кадмием соблюдается не всегда.

Индий, галлий, германий не характерны для руд элементов. Установленные в полиметаллическом концентрате небольшие содержания (2 г/т) индия связаны с халькопиритом и сфалеритом, так как среди минералов индий обнаружен только в этих сульфидах.

Высокое по сравнению с рудами содержание галлия в породах свидетельствует о его связи с породообразующими минералами. Установленные в рудах небольшие содержания галлия (5—10 г/т) в основном связаны с включениями пород и продуктами их гидротермального изменения. Среди рудных минералов несколько повышенными содержаниями (10—30 г/т) галлия характеризуются сфалериты, и сфалеритсодержащие арсенопиритовые концентраты. Еще меньше в рудах содержание (0,5—1 г/т) германия. Обнаруженное в них небольшое содержание германия связано с изоморфным вхождением его в структуру минералов цинка, железа и мышьяка, в которых химическим анализом установлено до 5 г/т германия.

Олово в рудах проявляется в ассоциации железа, мышьяка, меди, цинка, сурьмы, свинца, золота и теллура. Олово представлено главным образом минералами—станнином и колуситом. Возможно, некоторая часть рассеяна в сульфидах в форме изоморфной примеси.

Колусит тесно сростает с калаверитом, креннеритом, гесситом, алтаитом и теллуrowисмутитом, а станнин—со сфалеритом, галенитом, теннантитом, тетраэдритом и бурнонитом.

В связи с минеральной формой нахождения олова, руды характеризуются весьма неравномерным его распределением. Повышенная концентрация олова установлена в полиметаллических—15 г/т (38 пр.) и антимонитовых—21 г/т (7 пр.) рудах. В связи с тем, что колусит в ассоциации теллуридов является редким минералом, концентрация олова в золото-теллуrowых рудах низка и несколько повышается в концентратах (30 г/т). 10 г/т олова содержится в арсенопиритовом концентрате, где оно связано со сфалеритом. В полиметаллическом концентрате содержание олова составляет 40—60 г/т (42 пр.), а в антимонитовом—18 г/т. В первых концентратах содержание олова обусловлено наличием станнина. В антимонитовых рудах и концентратах олово присутствует, по-видимому, в виде молекул сложных сульфосолей (цилиндрита, франкеита), замещающих джемсонит, буланжерит, бурнонит и другие сульфосоли свинца, меди и сурьмы.

Незначительное содержание (8—10 г/т) олова установлено в лимонитах и других продуктах зоны окисления.

По содержанию олова главные рудообразующие минералы можно расположить следующим образом: галенит—290 г/т (3 пр.), сульфосоли сурьмы и свинца—260 г/т (4 пр.), халькопирит—170 г/т (6 пр.), сфалерит—150 г/т (16 пр.), пирит—80 г/т (17 пр.), антимонит—22 г/т (18 пр.), алтаит—20 г/т (3 пр.), пирротин—1 г/т (2 пр.). В минералах, где олово образует высокие и повышенные концентрации, под микроскопом нередко наблюдаются тонкие включения станнина. Установлено

(П. Рамдор, 1962), что халькопирит станный и сфалерит в высокотемпературных условиях образуют твердые растворы, которые распадаются при понижении температуры. Возможно, этим следует объяснить тонкие сростания халькопирита и станный в полях сфалерита. Нередко тонкие включения в результате самоочистки группируются вокруг зерен и агрегатов сфалерита с образованием довольно крупных выделений.

Сурьма является довольно характерным элементом руд. По типу строения электронной оболочки сурьма занимает определенное место среди халькофильных элементов пятой группы. Близкие потенциалы ионизации, электроотрицательность, способность к комплексообразованию, хорошая растворимость в растворах щелочей и другие физико-химические свойства способствуют концентрации сурьмы в средних и поздних порциях гидротермальных растворов.

Собственные минералы сурьмы начинают выделяться с конца полиметаллической стадии минерализации. Но основная масса его отлагается в антимонитовой стадии. В зависимости от концентрации сурьмы и сопутствующих элементов (меди, свинца, мышьяка, железа и теллура) и других физико-химических условий минералообразования, она выделяется то в виде сульфосолей свинца, меди и железа (тетраэдрита, буланжерита, бурнонита, джемсонита и др.), то в виде антимонита. В условиях зоны окисления сурьма представлена сервантитом, валентинитом, сенармонтитом и кермезитом.

Характер распределения сурьмы в рудах, концентратах и минералах определяется формой ее нахождения. Разумеется, самые высокие концентрации сурьмы должны были ожидать в сурьмяных минералах, рудах и концентратах. Вслед за антимонитовыми рудами идут полиметаллические с содержанием сурьмы 0,22%, где также установлены минералы сурьмы, а затем—золото-теллуrowые (0,06% Sb) и пирит-арсенопиритовые (0,011% Sb). В соответствующих концентратах содержание сурьмы повышается в 15—30 раз. В золото-теллуrowых рудах сурьма участвует в составе нагиагита и, нередко, теллуrowисмутита. Последний, по определению И. Г. Магакьяна (1956), является сурьмянистой разностью теллуридов висмута. В арсенопиритовых рудах она представлена как в виде изоморфной примеси, так и собственных минералов (тетраэдрита).

Кроме сурьмяных минералов, повышенной концентрацией сурьмы характеризуются арсенопирит—0,07%, при этом в арсенопирите из полиметаллической стадии установлено—0,1% сурьмы, дальше следует пирит—0,21% (в пирите из полиметаллических руд—0,06%), сфалерит с содержанием сурьмы—0,12%, галенит—0,38%, халькопирит—0,07%, марказит—0,03%. Невысокие концентрации (0,0003—0,01%) сурьмы установлены в кварце и карбонатах, при этом высокие ее концентрации определены в родохрозите, доломите и сидерите (0,01—0,06%). Очевидно, здесь сурьма образует субмикроскопические включения.

Мышьяк является главным элементом руд. Установлен почти во всех типах руд. Но основная часть мышьяка концентрируется в пирит-арсенопиритовых, полиметаллических (полисульфидных) и антимонитовых рудах. Мышьяк представлен главным образом в форме минералов—арсенидов никеля (никелина, раммельсбергита, хлоантита, герсдорфита), кобальта (кобальтина и смальтина), железа (леллингита и арсенопирита), сульфосолей свинца и меди (теннантита, энаргита, геокронита и колусита) и арсенатов (скородита и аннабергита).

В зависимости от окислительно-восстановительного потенциала и pH среды, мышьяк проявляется в растворах в различных формах—то в виде трехвалентного катиона в теннантите, то в виде пятивалентного—

в энаргите и люцоните или же в виде аниона (в арсенидах Ni, Co, Fe). Переход одних ионов к другим совершается легко, так как мышьяк стоит на границе положительных и отрицательных ионов.

Характерными ассоциациями для мышьяка являются: Fe, As, S; Fe, Ni, Co, Cu, As, S и Cu, Fe, As, S. Мышьяк в гидротермальных растворах проявляется с самого начала до конца, но в различных концентрациях. Он в количестве 0,002% обнаруживается в свежих кварц-порфирах и 0,06% в околорудных измененных породах. Наиболее высокие концентрации мышьяка связаны со второй стадией минерализации, в результате которой образовались довольно мощные пирит-арсенопиритовые жилы с примесью сфалерита, халькопирита, леллингита, теннантита, галенита и других минералов.

В полиметаллической стадии мышьяк выделяется сначала в виде аниона в арсенопирите и других арсенидах, а затем в середине и конце стадии—в виде катиона в теннантите, энаргите, зелигманите и люцоните. В виде низкотемпературного игольчатого арсенопирита он проявляется также в антимонитовых рудах. Здесь арсенопирит совместно с пиритом обычно встречается в приконтактных частях антимонитовых жил и, по-видимому, является результатом переотложения из предыдущих типов руд и пород.

В связи с тем, что мышьяк главным образом представлен собственными минералами, его концентрации характеризуются неравномерным распределением. Высокие концентрации наблюдаются в арсенопиритовых, полиметаллических и антимонитовых типах руд (от 1 до 10%).

Повышенные концентрации мышьяка установлены в галените, халькопирите, пирите, пирротине и других минералах, где они связаны с механическими примесями и изоморфизмом.

В зоне окисления образует комплексный анион $[\text{AsO}_4]^{-3}$, где мышьяк представлен в наиболее окислительной форме—в виде пятивалентного катиона.

Ртуть в рудах пользуется незначительным развитием. Поведение ртути в гидротермальном процессе определяется высоким ионизационным потенциалом, халькофильностью, характером ионов, летучестью и растворимостью соединений. В результате отмеченных свойств ртуть уходит в поздние фазы растворов и концентрируется в эпитермальных месторождениях, поэтому руды Зодского месторождения характеризуются низким содержанием ртути, несмотря на то, что олигоцен-миоценовый интрузивный цикл был специализирован в отношении ртути. Она образует месторождения в более удаленных от интрузивов горизонтах и несколько позднее (Джанахмедское, Касаманское, Бура-Тапинское проявления в Армении (Г. О. Пиджян, 1957) и Гейдаринское, Саридашское, Ванкское и др. в Азербайджане (М. А. Кашкай, 1969). По-видимому, ртутная минерализация существовала и в верхних структурных ярусах Зодского рудного поля, так как киноварь обнаружена в аллювиальных отложениях реки Масрик и Мазринской равнины, на СВ побережье оз. Севан и в первичных рудах Зодского месторождения.

В мезотермальных условиях ртуть проявляется в виде изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях и редко образует собственные минералы. В рудах Зодского месторождения, как представителя мезотермальных месторождений, ртуть проявляется в полиметаллических, золото-теллурических и антимонитовых минеральных типах руд. При этом в золото-теллурической ассоциации минералов она представлена теллуридом-колорадоитом, а в остальных ассоциациях в виде изоморфной примеси и минерала—киновари. В антимонитовых рудах содержание

ртути составляет 18 г/т, в концентрате—4 г/т, а в антимоните—2 г/т. Понижение концентрации ртути в концентратах и антимоните свидетельствует о том, что она представлена как в виде минерала, так и изоморфной примеси.

Никель член семейства железа, поэтому проявляет близкие черты поведения с другими элементами семейства. Наличие повышенных содержаний никеля в рудах, генетически связанных с кислыми магмами, нами объясняется выносом никеля и других родственных элементов гидротермальными растворами из вмещающих основных и ультраосновных пород и отложением их в кварцево-рудных жилах или же ассимиляцией магмой основных пород. Минералы никеля встречаются в тех участках жил, где наблюдаются многочисленные включения вмещающих пород.

Никель в рудах представлен как собственными минералами (никелин, хлоантит, вазсит и др.), так и в качестве изоморфной примеси в других минералах. В околорудных гидротермально измененных породах никель находится в виде арсената. Последний образуется поверхностными водами, обогащенными кислородом.

Минералы никеля встречаются в полиметаллических и золото-теллурических рудах, при этом в первом типе руд в виде арсенидов и сульфидов, а втором—теллурида никеля-мелонита. Образование последнего объясняется воздействием теллурсодержащих растворов на арсениды и сульфиды никеля, а также другие никельсодержащие минералы, что четко наблюдается под микроскопом в полированных шлифах.

Содержание никеля в арсенопиритовых рудах составляет 0,023% (20 пр.), полиметаллических—0,04, золото-теллурических—0,5, медных—0,1, а в антимонитовых—0,031%. В арсенопиритовых рудах значительная часть никеля связана с силикатами и арсенатами, поэтому в концентратах по сравнению с рудами содержится несколько меньше никеля—0,02%. В полиметаллическом концентрате определен никель—0,1%, золото-теллурическом—2,25%, а в антимонитовом—0,07%.

Кроме собственных минералов, повышенные концентрации никеля установлены в пирротине—0,06, алтаите—0,05, халькопирите—0,038, пирите—0,03, арсенопирите—0,026%, при этом в низкотемпературном арсенопирите—0,3, сфалерите—0,004 и в теллурическом—0,002%. В одних минералах (пирите, халькопирите, арсенопирите) он участвует как изоморфная примесь, в других (алтаите, теллурическом)—механическая. В последнем случае алтаит, теллурический и мелонит образуют тонкие и тесные сростки.

Повышенное содержание никеля установлено в жильных минералах и продуктах гидротермального метасоматоза пород. В кварце содержится 0,001% никеля, кальците—0,002, анкерите—0,051, родохрозите—0,01, доломите—0,009, сидерите—0,03%. В цеолитах, тальке и фуксите содержание никеля составляет 0,0015, 0,1 и 0,065% соответственно. Как видно, концентрация никеля в последней группе повышена в тех минералах, в которых в качестве катиона участвуют железо, марганец и магний, что объясняется сидерофильностью этих элементов и принадлежностью их к одной группе.

Кобальт принадлежит к семейству железа. В природе кобальт встречается в виде двух валентностей: Co^{2+} и Co^{3+} . В силу сильно проявленной сидерофильности и поляризации ионов кобальт в основном выделяется в сульфидных отщеплениях. В связи с тем, что первоначальные источники растворов были бедны кобальтом, руды также характеризуются низким его содержанием. Концентрации кобальта в

основных и ультраосновных породах кларковые и редко выше кларка, а в кислых—почти всегда выше кларка в 5—10 раз. Анализ имеющихся данных показывает, что установленные в рудах небольшие содержания кобальта частью вынесены из вмещающих пород, а частью привнесены гидротермальными растворами. Вынос кобальта из пород доказывалось тем, что в их измененных разностях содержится меньше кобальта (0,001—0,003%), чем в свежих (0,008—0,01%). Привнос подтверждается повышенным его содержанием по сравнению с кларком в кислых разностях пород, с которыми парагенетически связаны руды.

Кобальт в рудах месторождения образует собственные минералы (кобальтин, смальтин, линнеит, хлоантит и эритрин) и изоморфную примесь в сульфидах и арсенидах железа, никеля, меди, а также в карбонатах и продуктах изменения пород. Гипогенные минералы кобальта находятся в парагенезисе с минералами железа, никеля и меди в полисульфидных рудах. Только эритрин встречается в зоне окисления и в зоне смешанных окисных и сульфидных руд. Обычной является ассоциация аннабергита, гарниерита и скородита, которая образовалась под влиянием инфильтрующих вниз, богатых кислородом растворов.

С наличием кобальтовых минералов связано повышенное содержание кобальта в полиметаллических рудах—0,015% (55 пр.). В арсенопиритовых рудах концентрация кобальта составляет 0,004%, антимонитовых—0,001%, медных—0,023%. Наиболее высокие содержания кобальта в последнем типе руд обусловлены включениями кобальтина в халькопирите. Соответственным образом концентрация кобальта повышается в концентратах. В арсенопиритовом концентрате установлено кобальта 0,005%, полиметаллическом—0,021%, антимонитовом—0,002%. Небольшая разница в содержании кобальта в арсенопиритовых рудах и концентратах и его равномерное распределение в отдельных пробах показывают, что кобальт в них представлен в качестве изоморфной примеси (руды представляют собой богатые арсенопиритом штуфные образцы).

Довольно высокие концентрации кобальта отмечены в никелине—0,1, мелоните—0,08, пирротине—0,025, аннабергите—0,02, пирите—0,006, халькопирите—0,0057, арсенопирите—0,005 (в низкотемпературном арсенопирите—0,01%), теллуросмисмутите—0,003%. В мелоните и теллуросмисмутите кобальт связан со срастающимися с ними линнеитом. В остальных минералах основной формой нахождения кобальта является изоморфная, но не исключена возможность присутствия в них механических примесей кобальтовых минералов, которые нередко встречаются в сростках с отмеченными выше минералами.

Кобальт установлен также во вторичных минералах: малахите и лимоните (0,003—0,006%), и продуктах гидротермального изменения пород—цеолите, тальке и фуксите—0,002—0,03%. В карбонатах повышенные концентрации кобальта связаны с сидеритом. В продуктах окисления и изменения пород кобальт частью связан с эритрином и другими вторичными кобальтовыми минералами.

Из вышеприведенного следует, что кобальт подобно никелю концентрируется в основном в средних стадиях рудного процесса и из растворов выделяется совместно с железом, никелем, медью и цинком. Следует отметить, что кобальтовые минералы проявляют особое сродство к золоту и теллуридам. Преимущественная приуроченность золота и теллуридов к минералам кобальта является обычным для руд явлением. В этом, по-видимому, проявляются осаждающие их свойства подобно минералам железа, мышьяка и никеля.

Железо. По своим химическим и геохимическим свойствам, железо, титан, ванадий, марганец, хром, никель и кобальт составляют одно геохимическое семейство и во всех стадиях гидротермального процесса проявляются совместно.

Значительная часть железа в виде вкрапленного пирита и железистых карбонатов отлагалась в период прерудного гидротермального изменения пород. Некоторая его часть выносится из вмещающих пород и отлагается в околожильных измененных породах в качестве дисульфида. Довольно высокая концентрация железа в гидротермальных растворах намечается со второй стадии минерализации. В результате этих процессов образуются пирит-арсенопиритовые руды с примесью железистого сфалерита. Дальше железо проявляется почти во всех остальных ассоциациях минералов.

В зависимости от физико-химических условий рудообразования образуются самые различные минералы железа—начиная от силикатов, кончая окислами и гидроокислами.

Кроме собственных минералов, железо в форме изоморфной примеси входит в структуру многих минералов: сфалерита, блеклой руды, кальцита, родохрозита, никелина, кобальтина и других. Интересно отметить о существовании в рудах нескольких членов изоморфного ряда пирит—ваэсит.

Титан является постоянным компонентом руд. Сидерофильные свойства титана связывают его с породами в виде изоморфной примеси и аксессуаров (ильменита, сфена, рутила и титаномагнетита). Сходные геохимические свойства способствуют проявлению титана совместно с железом, никелем, хромом, кобальтом и марганцем. Сходными условиями проявления объясняется концентрация титана в рудах, концентрациях и в некоторых мономинеральных фракциях.

Основная часть титана, обнаруженная в рудах, связана с жильными минералами и продуктами изменения пород, так как в концентратах содержание титана по сравнению с рудами низкое.

Концентрация титана в арсенопиритовых рудах составляет 0,03%, полиметаллических—0,066%, антимонитовых—0,017%. В соответствующих концентратах содержание титана понижается до 0,006, 0,017 и 0,01%. В минералах концентрация титана становится еще ниже—0,003—0,004%. В одних минералах (пирит, арсенопирит, карбонаты) он образует изоморфную примесь, в других—механическую, в виде титансодержащих минералов. Среди минералов самое высокое содержание титана установлено в гидротермальной слюдке (0,5%), где комплексные анионы титана— $[\text{TiO}_4]^{4-}$ —замещают аналогичные комплексы алюминия и кремния.

Ванадий. По своим геохимическим свойствам ванадий литофилен, но вместе с тем он несколько халькофилен. Поэтому он в основном накапливается в силикатах, замещая Fe^{3+} и Al^{3+} .

Концентрация ванадия в некоторых кислых породах рудного поля превышает кларк 3—10 раз. Например, в диорит-порфиритах она составляет 0,03%. В кварц-порфирах концентрация ванадия несколько понижается, что связано с составом пород—уменьшением содержания темнокветных минералов, с которыми он связан; кроме того, некоторое влияние на понижение концентрации ванадия играли гидротермальные изменения, т. е. разрушение первичных породообразующих минералов, вынос и отложение некоторой части ванадия в продуктах изменения и даже в кварцево-рудных жилах.

Установленные нередко в рудах, концентратах и минералах небольшие содержания (0,0001—0,001%) ванадия связаны главным образом с включениями пород и продуктами их изменения.

Хром проявляет много общих черт поведения с элементами семейства железа. Общность свойств ионов хрома, алюминия и железа приводит к концентрации хрома в основных и ультраосновных породах в виде хромита и хромшпинелидов.

Необходимо отметить, что во всех кислых и средних разностях пород содержание хрома в пределах рудного поля превышает восьмидесятикратную величину кларка. В основных и ультраосновных породах концентрация хрома находится в пределах кларка. Обогащенность кислых и средних разностей пород хромом, по-видимому, происходит за счет ассимиляции основных и ультраосновных пород в глубинных магматических очагах и на пути поднятия первых.

Постоянное присутствие хрома в постмагматических продуктах, начиная от ранних гидротермальных изменений и кончая пострудными кварц-карбонатными прожилками, обусловлено включениями хромита и хромшпинелидов. Возможно, некоторая его часть изоморфно замещает железо, марганец, никель, кобальт и магний в рудных и жильных минералах. Этим можно объяснить наличие хрома в родохрозите, доломите, анкерите (до 0,03%), фуксите, пирите, арсенопирите и пирротине (0,01—3%).

В рудах концентрация хрома колеблется в пределах 0,01—0,1%. Несколько повышенными концентрациями характеризуются также антимонитовые руды, где хром связан с низкотемпературным арсенопиритом, в последних концентрация хрома по сравнению с ранними арсенопиритами в три раза больше.

Минералы хрома часто встречаются в тех участках рудных жил, где много различных включений пород. При этом хромит, хромшпинелиды, магнетит и хром-рутил остаются незамещенными, но они катклазированы и цементированы поздними минералами, особенно золотом и теллуридами.

В количестве 0,03—0,06%, хром установлен в продуктах изменения гипогенных минералов.

Марганец является элементом седьмой группы периодической системы, но вместе с тем он больше всего связан с элементами семейства железа, что объясняется общими свойствами строения атома, близостью радиусов ионов, аналогичными химическими и геохимическими свойствами.

Содержание марганца в ультраосновных, основных и кислых породах почти одного порядка, с преобладанием в последних, по сравнению с кларком, в 1,5—2 раза. В количестве 0,03—0,07% марганец установлен в продуктах гидротермального метасоматоза—цеолитах, тальке и фуксите.

Повышенная концентрация марганца в рудах по сравнению с концентратами связана с формой нахождения марганца. В гипогенных рудах марганец представлен главным образом карбонатами, а в гипергенных—окислами и гидроокислами. В рудах полиметаллической стадии минерализации, где концентрация марганца наиболее высокая, установлены родохрозит, манганокальцит и анкерит, а в отдельных участках листовенитов—также ланцетовидные выделения родонита. Он участвует в структуре магнезита и доломита в качестве изоморфной примеси.

Повышенными концентрациями марганца характеризуются сфалерит (0,9%), халькопирит (0,04%), сульфосоли свинца и сурьмы (0,036%), антимонит (0,03%), арсенопирит (0,027%), пирротин и

пирит (0,02%). В остальных минералах содержание марганца составляет 0,001—0,003%.

Медь занимает промежуточное положение среди сидерофильных и халькофильных элементов четвертого периода, поэтому у нее проявляются свойства и тех и других элементов. В гидротермальном процессе особенно четко проявляются халькофильные свойства. В рудах медь по распространенности занимает четвертое место после железа, мышьяка и цинка.

Основная концентрация меди наблюдается в полиметаллическом типе руд. Выделяются отдельные участки рудных тел, которые в основном сложены из медных минералов. Дальше в небольших количествах медь проявляется в остальных типах руд, где в зависимости от условий минералообразования она представлена самыми различными минералами—халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, халькозином, ковеллином, риккардитом, вейсситом, бурнонитом и другими, а в зоне окисления—малахитом, азуритом, хризокolloй, самородной медью и другими.

Кроме собственных минералов, медь образует также изоморфную примесь в других минералах—сульфидах и сульфосолях, а в некоторых случаях, возможно, и в жильных минералах.

Концентрация меди в рудах колеблется следующим образом: в арсенопиритовых рудах она составляет 0,21%, полиметаллических—0,47, антимонитовых—0,17 и в золото-теллурических—0,06%. В концентратах соответствующих руд она составляет: 0,23; 1,7; 0,19 и 0,13%.

В минералах (арсенопирите, пирите, пирротине, сфалерите, галените, марказите, антимоните и никелине) содержится 0,016—0,84% меди, при этом высокие ее содержания установлены в сфалерите, где она образует пойкилитовые включения халькопирита. В жильных минералах (кварце и карбонатах) и продуктах гидротермального изменения пород (талке, цеолите, фуксите) определены 0,003—0,01% меди.

В основных и ультраосновных породах содержание меди в пределах кларка, а в кислых—несколько выше. В кислых породах превышает кларк в 2—10 раз; это обстоятельство указывает на связь оруденения с кислыми разностями пород.

Свинец характерный для руд элемент, но менее распространен, чем цинк, мышьяк, медь и сурьма. Участвует в следующих ассоциациях элементов: Fe, Cu, Co, Ni, Zn, As, S; Au, Ag, Ni, Hg, Te и Cu, Sb, As, S. В первой ассоциации свинец представлен галенитом, бурнонитом, во второй—алтаитом и нагиагитом, в третьей—бурнонитом, геокронитом, буланжеритом, зелигманитом и джемсонитом, а в зоне окисления—данхемитом.

В связи с тем, что свинец имеет низкий энергетический коэффициент его соединения выпадают в сравнительно низкотемпературных условиях. Он имеет склонность к комплексообразованию, поэтому встречается с различными элементами в виде сульфосолей. Растворимость сульфосолей в растворах с падением температуры понижается, поэтому они выпадают в поздних стадиях рудного процесса или же в конце каждой стадии.

Своеобразными свойствами характеризуется свинец в отмеченных выше ассоциациях элементов. Эти свойства обусловили накопление свинца в полиметаллических, золото-теллурических и антимонит-сульфо-антимонитовых рудах. В небольших концентрациях свинец присутствует также в породах и жильных минералах, где он изоморфно входит в породообразующие и акцессорные минералы или же образует тонкие включения собственных минералов.

В арсенопиритовых рудах содержание свинца составляет 0,023%, что связано с примесью галенита и других свинецсодержащих минералов, наложенных на пирит-арсенопиритовые руды. В полиметаллических рудах содержание свинца повышается до 0,28% и опять падает в антимонитовых (0,15%) и золото-теллурических (0,016%). В соответствующих концентратах содержание свинца составляет 0,11; 2,25; 0,22 и 0,9%.

В рудных минералах (арсенопирите, пирите, пирротине, халькопирите, сфалерите, блеклой руде, марказите, никелине и др.) содержится 0,001—0,56% свинца, при этом высокие его содержания определены в сфалерите (0,56%) и антимоните (0,3%), что обусловлено механическими примесями свинцовых минералов, которые тесно срastaются со сфалеритом и антимонитом.

В жильных минералах и продуктах гидротермального метаморфизма содержится еще меньше свинца—0,0015%. Кларковые и вышекларковые (1,5—2 раза) концентрации свинца установлены в средних и кислых разностях пород. Только в кварцевом порфире концентрация свинца превышает кларк в 10 раз. Отмеченные породы пространственно и во времени наиболее близки к образованию руд. В этих породах высоки содержания и других рудообразующих элементов—меди, цинка, сурьмы, мышьяка и висмута.

Цинк является одним из распространенных в рудах элементов. Геохимическое поведение цинка определяется расположением его в ряду халькофильных элементов четвертого периода. Близость ионного радиуса цинка с радиусами галлия, железа, марганца, индия и кадмия делает возможным их взаимное изоморфное замещение и совместное проявление в гидротермальных процессах.

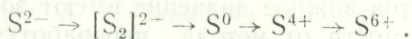
В рудах месторождения цинк представлен как в форме собственных минералов (сфалерит, смитсонит), так и изоморфной примеси в других сульфидах.

Наиболее высокие концентрации цинка отмечаются в арсенопиритовых (0,63%) и полисульфидных (0,82%) минеральных типах руд, где он представлен темными разностями сфалерита. В антимонитовых рудах содержание цинка составляет 0,16%.

Среди пород повышенным содержанием цинка характеризуются кварцевые порфиры (0,03%), диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры (0,01%), т.е. те породы, с которыми парагенетически связано оруденение.

Из жильных минералов высокими и повышенными содержаниями цинка отличаются родохрозит (0,2%) и сидерит (0,3%), где он, по-видимому, изоморфно замещает марганец и железо. В количестве 0,01—0,1% цинк установлен в арсенопирите, пирротине, халькопирите, блеклых рудах и пирите. Еще меньше цинка установлено в теллуридах и сульфосолях, что вызвано, по-видимому, механическими примесями сфалерита.

Сера очень характерна для большинства минеральных типов руд. В природных условиях сера по степени окисления образует нижеследующий ряд ионов (А. Г. Бетехтин и др., 1955):



В зависимости от устойчивости того или иного иона образуются те или иные сульфиды и сульфосоли. Как показывает минеральный состав руд и последовательность их выделения, условия образования серы в различных стадиях рудного процесса были различными и очень часто менялись. Так, например, в первую стадию минерализации

концентрация серы была высока в начале стадии, когда выделяется пирит. Дальше она несколько понижается, и сера участвует в комплексном анионе с мышьяком при выделении арсенопирита. Выделение леллингита происходит при явном недостатке анионов серы, в мышьяковых растворах. В конце стадии, после выделения основной массы мышьяка, концентрация серы снова несколько повышается и создаются условия для отложения сфалерита, халькопирита, галенита и теннантита.

Последовательность отложения минералов показывает, что условия минералообразования сначала были более окислительными, так как сера и мышьяк в минералах участвуют в виде спаренных анионов, которые устойчивы в более окислительных условиях, чем ион S^{2-} . Далее эти условия меняются менее окислительными, о чем говорит отложение сфалерита, галенита и халькопирита.

Еще более сложными были условия в период выделения полисульфидной ассоциации минералов. Здесь сера в одном случае проявляется в виде простого двухвалентного аниона S^{2-} , в другом — комплексного $[S_2]^{2-}$.

Низкой концентрацией серы характеризуются растворы золото-теллуровой стадии минерализации, где образовались многие теллуриды. Существующая в растворах небольшая концентрация ее входила в комплексные анионы с теллуром при отложении некоторых теллуридов — тетрадимита, нагиагита и колусита.

В антимонитовой стадии минерализации концентрация серы опять таки повышается и в зависимости от конкретных условий среды образуются пирит, арсенопирит, антимонит и сульфоантимониты свинца, железа и меди.

Геохимические особенности руд Зодского золоторудного месторождения определяются не только связью оруденения со средними и кислыми магмами, но и пространственной приуроченностью руд к породам габбро-перидотитовой формации. Поэтому в рудах встречаются характерные не только для одной магмы ассоциации элементов. Такими ассоциациями являются: Si, Ca, Mg, Al, Fe (Cr, Ni, Co, Cu, Ti, V, Ga, S); Si, Ca, Fe, As, S (Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Au, Ag, Se, Te, Ga); Si, Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, As, Sb, S (Ni, Co, Sn, Cd, In, Hg, Se, Te, Ga); Si, Ca, Mn, Au, Ag, Bi, Te, Pb, Ni (Fe, Zn, V; Mg, Ga, Cu, Cd, Hg, Sb, Se, S); Si, Ca, Mg, Mn, Sb, Fe, As, S (Cu, Pb, Zn, Bi, Cd, Se, Te) и Si, Ca (Mg, Mn, Fe, Cu) с преобладанием элементов, стоящих вне скобок.

В каждой отдельной ассоциации проявляются свои равновесные или неравновесные ассоциации минералов, характерные для данных конкретных условий, и происходит их последовательное отложение из растворов. В этих ассоциациях элементы выделяются в виде собственных минералов или образуют примеси в минералах других элементов. Из перечисленных элементов Si, Ca, Al, Mg, Mn, Fe, Ti, V, Cr, Ni, Co, Zn, Pb, As, Sb, Au, Ag, Bi, Sn, Hg, Te и S образуют собственные минералы и изоморфные примеси, а Cd, In, Ga, Ge и Se представлены только в виде примеси в рудных и нерудных минералах. Среди отмеченных элементов важное значение имеют золото, серебро, висмут и теллур. В зависимости от метода переработки руд интерес могут представить и некоторые другие элементы (Ni, Cu, Zn, As, Sb, Hg, Se и Cd). По содержанию золота, серебра, висмута и теллура главная роль принадлежит арсенопиритовым, полисульфидным и золото-теллуровым рудам.

7. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Породы, вмещающие оруденение, претерпели интенсивные много-стадийные метасоматические изменения. По характеру изменения вмещающих пород месторождение довольно сходно с другими золоторудными месторождениями.

Кроме околорудных изменений, на месторождении широкое распространение имеют предрудные изменения, представленные среднетемпературной пропилитизацией (выражена в широком развитии серии прожилков эпидотового, кварц-эпидотового, клиноцоизитового, пренитового состава) габбровых пород и серпентинизацией и лиственитизацией ультраосновных пород. Отмеченные типы изменения имеют площадное развитие и приурочены к полям проявления жильных пород и наиболее протяженным зонам дробления и приконтактовым участкам пород.

Стадийное развитие процессов оруденения в зависимости от состава пород и растворов каждой стадии минерализации привело к одному или разнотипным изменениям. Работами Г. А. Саркисяна (1966, 1968) установлены, что безрудные кварцевые жилы сопровождаются околожильной аргиллизацией габбровых пород и лиственитизацией, окварцеванием, оталькованием и серпентинизацией ультраосновных пород. Следующие стадии сопровождаются серицитизацией, аргиллизацией, лиственитизацией, окварцеванием и карбонатизацией вмещающих габбро и перидотитов с образованием в околорудных ореолах кварц-серицитовых, кварц-серицит-карбонатных, кварц-хлорит-серицит-карбонатных, кварц-карбонат-талковых, окварцованных, карбонатизированных тальк-карбонатных пород.

На участках распространения вулканогенных пород—различных порфиров и брекчий—интенсивным развитием пользуется окварцевание пород с превращением их во вторичные кварциты (центральный участок и Тигранасар).

В главных зонах изменения пород и минерализации зональность гидротермальных метасоматитов проявлена слабо, здесь, в результате наложения нескольких метасоматических колонок, соответствующих разным стадиям рудного процесса, трудно отличить одни изменения от других. Но нередко у одиночных жил эти изменения четко отбиваются и в их расположении намечается определенная зональность. Такая зональность, например, отмечается для кварцевых и антимонитовых жил (рис. 4, 5, 6). Установлено, что при образовании кварцевых жил происходит аргиллизация габброидов с образованием кварц-каолинит-диккитовых пород, сменяющаяся с удалением от жилы пропилитизацией. При образовании же антимонитовых жил зональность изменения по направлению к жиле имеет следующий вид: габбро, слабо измененное с актинолитом, эпидотом, хлоритом, карбонатами, магнетитом → габбро, интенсивно хлоритизированное и карбонатизированное → кварц-хлорит-серицит-карбонатная зона → кварц-серицит-карбонатная зона → кварц-карбонат-антимонитовая жила.

Исходя из расчета «привноса—выноса» вещества при образовании жил различного состава А. Г. Саркисян приходит к выводу о проявлении аргиллизации, как процесса кислотного выщелачивания, в связи с различными стадиями рудного процесса, под влиянием углекислых растворов, содержащих или не содержащих калий. По его мнению, околожильная серицитизация также проявлялась неоднократно, сопровождая лишь формирование собственно металлоносных стадий минерализации.

Растворы, содержащие бикарбонат-ион, сульфат-ион, натрий, калий, кальций, магний, силиций, хлор, сера, мышьяк, сурьма и другие металлические ионы, взаимодействуя с боковыми основными породами, выщелачивали их с образованием зон аргиллизации и серицитизации, а с перидотитами образовали зоны лиственнитизации и тальк-карбонатных пород. В дальнейшем они нейтрализуются, становятся щелочными и отлагают рудное вещество в виде жил, прожилков и вкрапленной минерализации. Каждая стадия минерализации проходила через кислотное выщелачивание с последующей нейтрализацией и осаждением рудных компонентов.

Тесная генетическая и пространственная связь рудной минерализации с определенными типами гидротермальных метасоматитов делает последние поисковыми критериями на золото и сопутствующие элементы.

8. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Формирование руд, как следует из предыдущих глав, происходило в сложных геологических, физико-химических и термодинамических условиях, в результате нескольких последовательных стадий минерализации.

Детальное изучение руд с наблюдениями над рудными телами и их взаимоотношениями показывают, что руды месторождения характеризуются довольно пестрыми текстурно-структурными особенностями.

Текстурные особенности руд определяются не только взаимоотношениями разновременных ассоциаций минералов, но и взаимоотношением

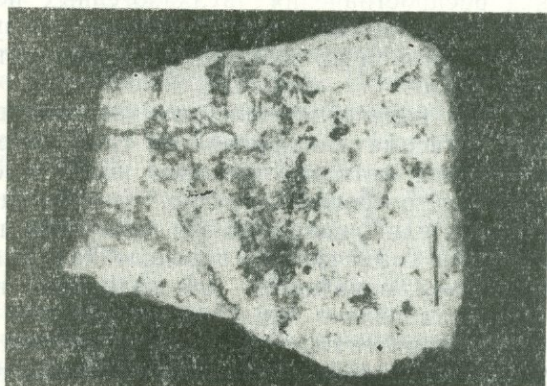


Рис. 49. Брекчиевая текстура руды. Брекчии кварца (светлые) цементируются полиметаллической минерализацией (темные), 1/3 натуральной величины.

кварцево-рудных тел с вмещающими породами. Многообразные и многочисленные включения пород в кварцевых и кварцево-рудных жилах обусловили образование брекчиевых и полосчатых текстур (рис. 49, 50). Отложением жильных и рудных минералов вокруг обломков пород образовались кокардовые текстуры (рис. 51). В образовании полосчатых текстур руд, несомненно, определенную роль играли текстурные особенности пород и последовательное отложение минералов вдоль одних и тех же трещин.

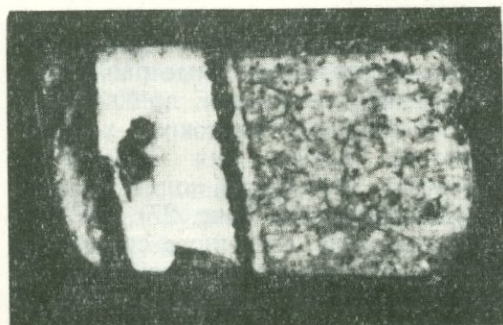


Рис. 50. Полосчатая текстура руды. Черные полосы—арсенопиритовая руда, белые—кварц. Сверху: измененная порода, 1/2 натуральной величины.



Рис. 51. Кокардовая текстура руды. Темные—обломки кварца. Кокарды сложены из сульфидов.

Наложением руд различного состава обусловлены полосчатые текстуры и текстуры пересечения, цементации и структуры замещения. Неоднократным проявлением тектонических напряжений образовались текстуры и структуры катаклаза, микротекстуры пересечения, цементации. Кристаллизацией жильного выполнения в открытых трещинных полостях обусловлено образование друзовых и гребенчатых текстур. Образование руд в приповерхностных условиях и нередко из насыщенных теми или иными элементами фастворов, создали условия для образования колломорфных текстур и структур (рис. 52, 53). Последние встречаются также в продуктах зоны окисления. Признаками колло-



Рис. 52. Натечные образования арагонита. Штуф натуральной величины.

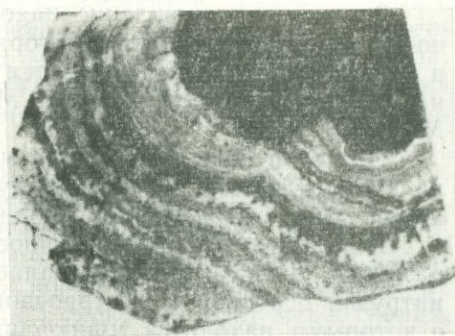


Рис. 53. Зонально-колломорфная текстура руды. Концентры сложены из родохрозита, манганокальцита с теллуридами и золотом. Полиров. штуф натуральной величины.

морфных образований, возникших в результате коагуляции коллоидных частиц, являются натечные образования халцедона.

Вследствие неравномерного распределения рудного вещества образовались вкрапленные и пятнистые текстуры. В пятнистых текстурах выполнения рудные минералы, особенно золото и теллуриды, заполняют друзовые полости кварца. В антимонитовых рудах, выпол-

няющих трещины разрыва, часто встречаются массивные текстуры с радиально-лучистой структурой антимонитовых агрегатов.

По сравнению с текстурами гораздо разнообразны структурные особенности. В каждом текстурном типе встречаются самые различные сочетания и типы срастания минералов, обусловленные проявлением многих химических, механических и физико-химических условий минералообразования.

Среди структур широко представлены: зернистые, колломорфные (рис. 21), зональные (рис. 14, 22, 24), графические (рис. 27), двойниковые (рис. 13), пластинчатые, катакластические, взаимного срастания, замещения, дендритовые, друзовые (рис. 9, 25, 41), радиально-лучистые, спутанно-волокнистые (рис. 23), метаколлоидные, распада и многие другие.

Краткая характеристика структурно-текстурных особенностей руд показывает, насколько сложными были на месторождении геологические, структурные и физико-химические условия рудообразования.

IV. СООБРАЖЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Связь оруденения с магматизмом, рудоконтролирующие структуры, температура, глубина и способ отложения руд и возраст оруденения определяют условия рудообразования.

Выяснение условий образования месторождения неразрывно связано с выяснением геологического, структурно-магматического и металлогенического развития той области, в которой оно находится.

Рассмотрим эти вопросы в тесной связи с геологическим развитием района месторождения.

а. Связь оруденения с магматизмом

Зодское месторождение находится в Севано-Акеринской структурно-металлогенической зоне, которая со своим характерным магматизмом и металлогенией прослеживается в сопредельные районы Азербайджана, Турции и Ирана (И. Г. Магакьян, 1959; И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, 1957).

Для этой зоны характерна минерализация хрома, никеля, мышьяка, сурьмы, золота, серебра, теллура, ртути, висмута и в незначительных количествах полиметаллов, молибдена и серы.

В меловое и нижнетретичное время, в стадии геосинклинального развития, в связи с образованием глубинного разлома внедряются интрузии основной и ультраосновной формации в генетической связи, с которыми находится минерализация хрома, меди, никеля, кобальта и магния.

Золоторудная минерализация имела место в позднеальпийскую металлогеническую эпоху, в тесной связи с формированием структур и проявлением кислого-среднего магматизма.

По крупным разломам в средне-верхнеэоценовое время внедрялись габбро-диоритовые, гранодиоритовые, кварц-диоритовые, граносиенит-порфиоровые и сиенитовые интрузии, с которыми в различных частях пояса связана полиметаллическая, серно-медноколчеданная, медно-молибденовая минерализация (Памбакский, Дилижан-Тандзутский рудные районы).

В позднеальпийскую металлогеническую эпоху, в олигоцен-досреднемиоценовое время, в конечные этапы развития зоны по повторным разрывам внедряются субвулканические кварцевые липариты, штоки и дайки кварцевых диоритов, диорит-порфириров, гранит-порфиоров,

сиенито-диоритов, сиенит-порфиров, с которыми парагенетически связана золото-теллуровая, ртутная, сурьмяная и реальгар-аурипигментовая минерализация. Субвулканические тела встречаются в различных участках пояса—в районе Кельбаджарской мульды (в Азербайджанской ССР), Зодского перевала, Памбакского и Базумского хребтов. Во всех участках проявления олигоцен-досреднемиоценовый субвулканический интрузивный магматизм сопровождается золоторудной минерализацией.

Золоторудная минерализация, связанная с указанными породами, представлена:

а) кварц-карбонат-сульфидными телами, где преобладающими жильными минералами являются кварц, кальцит, анкерит, родохрозит, а рудными—пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, марказит и другие;

б) кварц-карбонат-золото-теллуридовыми телами, где теллуриды играют определенную роль.

В различных участках зоны, в зависимости от локальных условий, в минеральном составе, кроме перечисленных минералов, участвуют также шеелит, молибденит, антимонит и сульфоантимониты. Золото в отмеченных проявлениях представлено как в элементарном виде, так и в соединении с теллуром.

Парагенетическая связь золоторудной минерализации на Зодском месторождении с очагом субвулканических тел кварцевых диоритов, диорит-порфиров и липарит-порфиров подтверждается следующими фактами:

а) развитием огромного количества кварца, как на самом месторождении, так и в породах офиолитовой формации и среди вулканогенно-осадочной толщи района месторождения;

б) минеральным составом руд, присутствием в рудах Au, Te, Bi, Sn, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Ag, Hg и других элементов, связь которых с кислыми и средними породами несомненна, что подтверждается многочисленными примерами из различных золоторудных провинций мира;

в) пространственной приуроченностью месторождения к району развития штоков и даек субвулканических кварцевых диоритов, диорит-порфиров, гранит-порфиров;

г) приуроченностью оруденения и магматических тел к одним и тем же структурам, к одним и тем же структурным горизонтам;

д) геохимическими особенностями субвулканических пород. Ядерно-активационным, химико-спектральным и полуколичественным спектральным анализами в отмеченных типах пород установлены повышенные концентрации (по сравнению с кларком в несколько раз) меди, свинца, серебра, сурьмы, мышьяка, цинка, золота и других элементов (табл. 34), которые участвуют в рудах. При этом следует отметить, что во всех породах рудного поля, кроме дайки кварцевого порфира, содержание золота ниже кларка (А. П. Виноградов, 1956, 1962) в 6—17 раз. А в них оно превышает кларк в 4 раза.

Возможно, в специализации средних и кислых магм в отношении золоторудной и сопровождающей минерализации определенную роль играла ассимиляция ими основных пород. Так как в числе рудообразующих элементов встречаются такие, которые характерны основным магмам.

б. Структурный контроль оруденения

Рудные тела находятся в породах нижнего структурного яруса, которые разбиты меридиональными и близширотными нарушениями на

мелкие блоки. Отмеченные породы слагают ядро антиклинальной складки, крылья которой сложены верхнемеловыми, эоценовыми и миоценовыми осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами.

В олигоцен-миоценовое время в результате повторных подвижек образуются близширотные зоны брекчирования пород с гидро-

Таблица 34

Содержание рудных элементов в породах олигоцен-досреднемиоценового времени*

Породы	Элементы									
	Ni	Co	Cu	Pb	Au	Ag	Sb	Bi	As	Zn
Кварцевый порфир	0,02	0,002	0,15	0,01	$18,2 \cdot 10^{-7}$	0,0006	0,01	0,0005	0,002	0,03
	0,0008	0,0005	0,003	0,002	$0,5 \cdot 10^{-7}$	0,000015	0,00004	0,0002	0,00015	0,006
Диорит порфирит	0,03	0,01	0,01	0,003	$2,7 \cdot 10^{-7}$	0,001	0,001	0,0005	0,01	0,01
	0,005	0,002	0,0035	0,0015	$4,5 \cdot 10^{-7}$	0,000005	0,00004	0,0002	0,00024	0,0072
Кварцевый диорит порфирит	0,03	0,0065	0,03	0,0065	$4,7 \cdot 10^{-7}$	0,0002	0,01	0,001	0,01	0,01
	0,0005	0,002	0,0035	0,0015	$4,5 \cdot 10^{-7}$	0,000005	0,00002	0,0002	0,00024	0,0072

* В числителе содержание по анализам. В знаменателе кларк элементов в соответствующих породах, по А. П. Виноградову (1962).

термальным изменением пород основной-ультраосновной формации. В этот период внедряются дайки кварц-порфира и кварцевого диорит-порфирита. Зоны брекчирования пород прослеживаются на расстоянии 10 км и более и проходят главным образом по контактам разнородных по составу и физико-механическим свойствам пород. В результате формируются зоны тальк-карбонатных, кварц-гидрослюдисто-карбонатных, карбонато-серпентинитовых и серпентино-карбонатных пород, которые в дальнейшем явились «локализаторами» структур гидротермального этапа. Рудовмещающими являющиеся структуры сколового и разрывного характера. Рудная минерализация локализуется не только в отмеченных структурах, но и в зонах дробления пород, образуя прожилково-вкрапленный тип оруденения.

Заложение первоначальных разрывных структур и дробление пород имело место на протяжении всей полосы, начиная несколько западнее горы Тигранасар и кончая в 4—5 км к востоку от Зодского перевала. Дальнейшие подвижки проявились главным образом в районе Центрального участка месторождения. В этот тектонический импульс происходило наложение новых трещин на ранние. Более открытые части разрывных нарушений заполнялись кварцем с частичным перетолжением некоторых элементов из вмещающих пород. Рост самостоятельных трещин приводит к сообщению их между собой, а на участках, где тектонические напряжения не достигают предела прочности пород, трещины отсутствуют. По-видимому, неравномерный рост трещин является причиной несовместного развития кварцевых тел.

Полевые изучения структур показывают, что они развивались в вертикальном направлении (сбросы, сброс-сдвиги) и, едва достигая

известняков, что видно на флангах месторождения и крыльях антиклинали, затухали. Очевидно, этим следует объяснить увеличение мощности рудных тел с глубиной.

После внедрения даек кварц-порфиров и кварцевых диорит-порфиров, т. е. в собственнорудный этап, развитие структур происходило преимущественно на Центральном участке, в поле развития даечных пород, почему и рудная минерализация главным образом локализована там. Установленные элементы вертикальной зональности оруденения в свою очередь подтверждают вывод о росте трещин в основном в вертикальном направлении.

Отложение рудного вещества в отмеченных структурах происходило как простым заполнением трещинных полостей, так и замещением пород. В результате отложения руд из различных по составу порций растворов вдоль одних и тех же структур образовались многочисленные структуры и текстуры катаклаза, брекчирования, пересечения и замещения.

В пределах зон дробления, структур разрыва и скола самыми благоприятными местами промышленного оруденения являлись приконтактовые части безрудных кварцевых жил и зон предрудной лиственитизации, пересечения различно ориентированных структур и места их сопряжения. Благоприятными были также выступы даек кварцевого порфира и участки их тупого выклинивания. Наиболее благоприятными местами для образования рудных столбов, кроме отмеченных, являлись структуры, образованные выступами поверхностей скольжения при сколовых перемещениях. Нередко локализаторами оруденения являлись первичные трещины в габбро, приоткрывшихся в период третьей стадии минерализации.

в. Характер растворов

О характере растворов можно судить по вещественному составу руд и изменениям вмещающих пород.

Рудообразование на месторождении происходило в последовательности—шесть стадий минерализации. Каждая стадия характеризуется своей ассоциацией минералов со своими характерными изменениями вмещающих пород. Установлено, что при формировании безрудных кварцевых жил габброиды подверглись аргиллизации, образуя кварц-каолинит-диккитовые породы, а у пирит-арсенопиритовых жил они подверглись серицитизации. Антимонитовая минерализация сопровождается аргиллизацией с сопутствующей серицитизацией. Габброиды у контактов полиметаллических жил хлоритизированы, карбонатизированы и серицитизированы.

Тальк-карбонатные и тальк-серпентин-карбонатные породы подвергаются окварцеванию и карбонатизации. При образовании околорудных метасоматитов, конечно, определенное значение имеет также исходный состав вмещающих пород.

Приведенные данные по минеральному составу руд, последовательности выделения минералов и околорудным изменениям вмещающих пород, совместно с текстурно-структурными особенностями, показывают, что рудообразование происходило в сложных физико-химических условиях, при непрерывном изменении окислительно-восстановительного потенциала, pH и концентрации среды.

В первую стадию отлагаются пирит-арсенопиритовые руды, где преобладающим минералом является арсенопирит, а остальные находятся в подчиненном количестве.

Последовательность отложения минералов здесь такова: пирит—арсенопирит—леллингит—сфалерит—халькопирит—блеклая руда—галенит—золото.

Как видно из парагенезиса минералов, рудоотложение в эту стадию происходило в более восстановительной обстановке, при относительно низкой концентрации серы и повышенной мышьяка. Обилие арсенидов и сульфидов и характер изменения пород (серицитизация при привносе калия растворами) говорят о щелочности растворов.

Щелочными были растворы также в следующих стадиях рудного процесса.

Наличие нескольких равновесных ассоциаций минералов в рудах полиметаллической стадии минерализации свидетельствует о сложном составе растворов и изменчивости их характера в течение всего периода минерализации. Наряду с серой и мышьяком в конце стадии в минерализации принимают участие также теллур, сурьма, висмут, серебро и золото. Вслед за сульфидами образуется часть теллуридов, золото и бурнонит с блеклыми рудами, другая часть золота и теллуридов образуется совместно с сульфидами.

В золото-теллуровую стадию минерализации роль серы, мышьяка, сурьмы, цинка, свинца, железа, меди становится ничтожной, но зато доминирующее значение приобретают золото, теллур, висмут и серебро. Вся ассоциация теллуридов в основном образуется в эту стадию, совместно с золотом и серебром. Из жильных минералов отлагаются кальцит, родохрозит, манганокальцит и халцедоновидный кварц.

В следующую стадию ведущими компонентами в растворах являются сурьма, сера, свинец, железо, мышьяк и в незначительных количествах медь, цинк, золото, висмут, серебро и другие элементы, образующие в начале стадии пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, а затем антимонит, буланжерит, джемсонит, цинкенит, геокронит и самородная сурьма.

В конце рудного процесса растворы становятся нейтральными, слабокислыми. В эту стадию образуются невыдержанные прожилки и жилы кварца и карбоната.

г. Температура и глубина минералообразования

О средне-низкотемпературных условиях отложения руд, где главные промышленно-ценные ассоциации («продуктивные» по Н. В. Петровской, 1955, 1960) минералов образовались в среднетемпературных условиях, свидетельствуют: 1) характер изменения пород—пропилитизация, аргиллизация, лиственитизация и серицитизация, 2) минеральный состав руд—сульфиды, сульфосоли, теллуриды, карбонаты, халцедон, нередко агат, 3) характер выполнения трещин—преобладание простого выполнения над замещением, 4) текстурно-структурные особенности руд—мелкозернистые, колломорфные структуры, текстуры катаклаза, метаколлоидов и другие факты.

Небольшая мощность надрудной покрывки, существовавшей во время рудообразования, мелкозернистость руд, тесное взаимосрастание минералов, бонанцовый характер оруденения, формы рудных тел (сложные зоны прожилково-вкрапленной минерализации наряду со сложными жилами), наложенность и телескопированность различных минеральных типов руд, связь оруденения с субвулканическими породами и пространственная приуроченность его к этим породам свидетельствуют о небольших глубинах образования месторождения.

д. Элементы вертикальной зональности оруденения

Несмотря на обычную наложенность различных минеральных типов руд, все же наблюдаются случаи пространственного их обособления, приуроченности к самостоятельным разрывным структурам. Наложенный характер оруденения скорее всего наблюдается на верхних горизонтах месторождения, с глубиной различные типы руд более или менее обособлены.

Пространственное обособление (нередко в зонах дробления пород) различных минеральных ассоциаций объясняется не только изменением характера растворов, но и механизмом и закономерностями образования и развития рудоконтролирующих структур. Формирование месторождения происходило не в результате одной тектонической вспышки, а ряда импульсов внутриминерализационных движений, происходящих параллельно с развитием эволюционирующей магматической системой, производящей различные порции растворов в различные периоды тектонических вспышек.

Разрывные структуры первых тектонических импульсов были залечены продуктами ранних порций растворов. Дальнейшие разрывы происходили вдоль ранних структур или на некотором удалении от них, обычно развиваясь по контактам пород и ранних жил. По таким структурам более поздние порции растворов просачивались до верхних горизонтов и отлагали рудные минералы. Поэтому, наряду с наложением разных по составу руд, наблюдаются и элементы вертикальной зональности. Роль пирит-арсенопиритовых и полисульфидных руд с глубиной возрастает. Здесь полиметаллические и пирит-арсенопиритовые жилы становятся более мощными и четкими с увеличением концентрации ценных компонентов руд. Антимонитовые жилы, наоборот, становятся маломощными, а некоторые из них выклиниваются. В составе золото-теллуридов руд начинают преобладать теллуриды висмута, никеля, золота и свинца. В сульфидных рудах марказит и некоторые сульфосоли приобретают подчиненное значение. Если в верхних частях рудных тел наряду с марматитом встречается также светлая разность сфалерита, то на глубине она исчезает. Наконец, с глубиной повышается золото-серебряное отношение.

е. Возраст оруденения

Большинство постмагматических гидротермальных месторождений Армянской ССР (медно-молибденовые, железорудные, полиметаллические, ртутные, сурьмяно-полиметаллические, золото-сульфидные, золото-теллуриды и др.) образовались в альпийскую металлогеническую эпоху в связи с верхнетретичным магматизмом. Взаимоотношение золотого оруденения с сопутствующими магматическими образованиями позволяет определить и возраст золоторудной минерализации.

В завершающие этапы развития Севано-Акеринской зоны внедряются многочисленные жильные породы кварц-порфирового, диорит-порфирового, сиенит-порфирового, гранодиорит-порфирового, липарит-порфирового составов, которые в различных участках зоны прорывают вулканогенную толщу среднего и верхнего эоцена, а сами в отношении золоторудной минерализации являются дорудными (пересекаются ею), контролируют размещение кварцево-рудных жил и несут влияние гидротермального метасоматоза.

Местами (Зодское, Меградзорское, Анкаванское рудные поля и др.) отмеченные породы нацело изменены—серицитизированы, каоли-

низированы и минерализированы. Прорыванием верхнеэоценовых образований штоками и дайками этих пород и абсолютным датированием (23—35 млн. лет) возраст этих пород считается постнижнеолигоценовым (Г. П. Багдасарян, 1962, 1966, 1968; Л. С. Меликян, 1967₁); следовательно, и возраст оруденения, наложенного на отмеченные породы, следует считать посленижнеолигоценовым. Верхний возрастной предел оруденения определяется расположением на них постсреднемиоцен-плиоценовых лав, стерильных в отношении золоторудной минерализации.

Активационным анализом установлено, что в миоплиоценовых лавах содержание золота ниже кларковых, а в породах, с которыми парагенетически связана золоторудная минерализация, оно выше кларка в несколько раз.

Таким образом, золоторудная минерализация в Севано-Акеринской структурно-металлогенической зоне имела место в конечные этапы ее развития, в связи с внедрением субвулканических малых интрузий гранодиоритовой, граносиенитовой магмы.

V. СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ ЗОЛОТОРУДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МИРА

На фоне общего сходства металлогении Армянской ССР с металлогенией других частей Средиземноморского и Тихоокеанского поясов особо выделяется сходство Зодского золоторудного месторождения с однотипными месторождениями, находящимися в отмеченных поясах (табл. 35).

Месторождения и проявления золота, аналогичные с Зодским, известны на соседних с Арменией территориях Азербайджана (Агдз-даг, Башкешлаг и др.), Грузии (Дамблудское), Турции и в многочисленных районах Средиземноморского и особенно Тихоокеанского металлогенических поясов.

Месторождения Зодского типа широко представлены в районе Тихоокеанского вулканического кольца, в западных штатах США (Крипл-Крик, Ла-Плата и др.), Колумбии (Титириби), Филиппинах (Антомок, Лусон), Новой Зеландии (Тамес), Индонезии (Кандис, Лаланги), Н. Гвинеи (Моробе), Румынии (Трансильвании), Забайкалье (Балей, Дарасун, Ключи), на северо-востоке и востоке СССР (Лебедиинское, Пионерское, руч. Тепловый и др.), которые главным образом являются продуктами альпийской металлогенической эпохи (W. H. Emmons, 1938; Г. Шнейдерхен, 1958; И. Г. Магакян, 1959, 1967, 1969).

Пространственно и генетически перечисленные месторождения приурочены к неглубоко залегающим магматическим телам и проявлениям трещинного вулканизма и сопровождаются интенсивными изменениями вмещающих пород: пропилитизацией, аргиллизацией, алунитизацией, калинизацией, карбонатизацией, серицитизацией, хлоритизацией и окремнением. Часто намечается связь оруденения с корнями эффузивов. Вмещающими оруденение породами являются риолиты, дациты, трахиты, андезиты, гранодиориты, диориты, кварц-порфиры, сиенит-порфиры и другие. Вследствие того, что вмещающие оруденение структуры образовались на небольшой глубине, в рудах хорошо представлены друзовые, крустификационные и гребенчатые структуры, колломорфные, полосчатые, брекчиевые и катакластические текстуры.

Рудные тела в этих месторождениях часто приурочены к интравулканическим трещинам и зонам дробления. Рудные жилы и зоны в них чрезвычайно разнообразны по форме. Обычно рудные тела с

Многочисленными обломками боковых пород, которые тоже пронизаны жилами и импрегнированы рудной минерализацией, образуют мощные зоны дробления и замещения. Весьма часты глинки трения, иногда достигающие до 1—1,5 м мощности.

Минеральный состав месторождений этой группы, весьма разнообразен и богат. Ценными компонентами в них являются Au, Ag, которые представлены в самородном виде и в соединениях. Часто присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит, марказит, пирротин, антимонит, различные сульфосоли, иногда никелевые и кобальтовые минералы. Очень обычны различные теллуриды.

Из жильных минералов часто встречается кварц (преобладает халцедоновидный). Нередко он представляет собой раскристаллизовавшийся коллоид, сохранивший первоначальную тонкую колломорфную полосчатость. Наряду с кварцем присутствуют кальцит, доломит, родохрозит, сидерит, барит, алунит, родонит.

В таких месторождениях хорошо выражена зональная последовательность рудообразования, сопровождаемая телескопированием, где отдельные минеральные парагенезисы совмещаются друг с другом.

Характерными примерами месторождений этой группы являются: трансильванские (Брад, Нагиаг, Златна, Верешпатак, Шемниц, Кремниц и другие); Редьянг-Лебонг, Лаланги, Кандис на острове Суматра; Тжикотке, Тжиротане и Тжибитже на Яве; Моробе—Новая Гвинея, Антомок и Лусон—Филиппины; Вабукула на острове Фиджи (типа Крипл-Крик), Охината, Той и другие—Япония; Голдфилд, Крипл-Крик, Тонопах, Ла-Плата и другие в США; Эл-Оро—Мексика; Вайии и Тамес—Новая Зеландия; Балей и Белая гора—СССР и многие другие.

Г. Шнейдерхен (1958) в этой группе месторождений выделяет несколько подгрупп:

а) серицито-кальцито-кремнистые золотые и золото-серебряные руды без теллуридов;

б) серицито-кальцито-кремнистые золотые и золото-серебряные руды с теллуридами (тип Крипл-Крик);

в) серицито-кальцито-кремнистые золотые и золото-серебряные руды с селенидами (тип Редьянг-Лебонг);

г) алунитовые золото-серебряные месторождения (тип Голдфилд).

Зодское месторождение по своему минеральному составу подходит к подгруппе «б»—типа Крипл-Крик, только с одним отличием—в Зодских рудах преобладающее место принадлежит золотоносным сульфидным рудам.

Все приведенные в табл. 38 примеры, число которых далеко этим не исчерпывается, показывают, что Зодское месторождение является типичным аналогом альпийских образований, которые долгое время являются объектом добычи золота и других металлов. Этим еще раз подтверждается важное значение и перспективность Зодского золоторудного месторождения.

VI. ПЕРСПЕКТИВЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Правильная оценка перспектив месторождений и их прогнозы имеют решающее значение для наиболее эффективного направления поисковых и разведочных работ. Рациональный прогноз и оценка месторождений определяются учетом и всесторонним анализом всех

Сравнительная характеристика месторождений золота, сходных с Зодским.

Название месторождений и местонахождение	Минеральный состав	Проба золота	Золото серебряное отношение (Au:Ag)	Возраст	Породы, участвующие в геологическом строении и форма рудных тел	Генетический тип и связь с магматизмом
1	2	3	4	5	6	7
Крипл-Крик, Колорадо, США	Кварц, адуляр, доломит, флюорит, золото самородное, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, антимонит, тетраэдрит, молибденит, силъванит, калаверит, голдфилдит, креннерит, гессит, алтаит и др.	900	1:10	Верхнетретичный	Вулканический нек, представленный туфами, брекчиями, которые секутся дайками и интрузиями сиенита, фонолита и основных пород. Жилы, залежи, столбы. Глубина оруденения около 1000 м	Эпитермальный, малых глубин. Генетически связывается с третичными гранитоидными интрузиями и корнями эффузивов
Ла-Плата, Колорадо, США	Кварц, барит, сидерит, кальцит, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит, гессит, колорадоит, креннерит, калаверит, силъванит, петцит, золото самородное.	800—900	1:5	Верхнетретичный	Мезозойские осадочные породы интродированы силами и штоками диоритов, сиенитов монзонит-порфира. Жилы, жильные зоны, минерализованные зоны. Интервал оруденения 500—600 м	Эпитермальный, малых глубин, генетически связывается с третичными гранитоидами
Голдфилд, Невада, США	Кварц, каолин, алуинит, пирит, марказит, фаматинит, висмутит, золото самородное, голдфилдит, силъванит, антимонит, петцит, гессит, теннантит, сфалерит, халькопирит и др.	900	1:3	Миоплиоцен	Третичные лавы, туфы прорываются силой интрузивного дацита. Оруденение в виде небольших, невыдержанных, но богатых столбов находятся и в тех и других породах	Эпитермальный, малых глубин. Генетически связано с близповерхностными интрузиями и корнями эффузивов
Нагиаг, Румыния	Кварц, кальцит, родохрозит, анкерит, сидерит, доломит, пирит, сфалерит, галенит, тет-	500—605	1:2	Верхнетретичный	Мелафиры, сланцы, песчаники мелового возраста интродированы третичными андезитами,	Эпитермальный, близповерхностный. Связывается с корнями эффу-

1	2	3	4	5	6	7
	раздрит, антимонит, буланжерит, арсенопирит, пираргирит, золото самородное, плагионит, джемсонит, геокронит, киноварь, сиванит, нагиагит, петцит, гессит, калаверит, креннерит, теллур самородный, теллуrowисмутит, эмпрессит, колорадоит и др.				дацитами, которые считаются куполами глублежащего батолита. Невыдержанные жилы. Интервал оруденения 200—300 м	живов и куполами крупных интрузивов
Тамес, Новая Зеландия	Кварц, кальцит, анкерит, родохрозит, родонит, барит, золото, гессит, петцит, тетраэдрит, прустит, пирит, арсенопирит, тетрадимит и др.	670—813	1:3	Миоцен	Андезиты, андезито-дациты, риолиты. Жилы, приуроченные к висячему боку сброса. Глубина оруденения 350—400 м	Эпитермальный, малых глубин. Генетически связывается с гранитоидами и корнями эффузивов
Титириби, Колумбия	Кварц, кальцит, доломит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, буланжерит, халькопирит, джемсонит, тетраэдрит, антимонит, золото самородное, бурнонит, гессит, алтаит, теллуrowисмутит, калаверит и др.	750—800	1:20	Третичный	Древние гнейсы, сланцы кварциты, перекрываются третичными отложениями и прорываются дайками, силами, лаколитами андезитов; жилы и жильные зоны на контакте даек и сил андезитов. Глубина оруденения 450—500 м	Эпитермальный, малых глубин. Генетически связано с малыми и приповерхностными интрузиями гранитоидов третичного возраста
Карлгурли, Австралия	Кварц, доломит, анкерит, магнетит, пирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, зелигманит, сульфосоли свинца и сурьмы, антимонит, теллинит, сиванит, калаверит, креннерит, гессит, петцит, теллуrowисмутит, алтаит, золото, мелонит и др.	825	1:2	?	Древние метаморфизованные лавы и туфы, прорываются интрузией кварцевого долерита. Жилы, зоны минерализации, гнезда. Глубина оруденения 750—800 м	Часть рудных тел считается гипотермальными, часть—мезотермальными и более молодого возраста

1	2	3	4	5	6	7
Зодское, Армения	Кварц, доломит, кальцит, анкерит, родохрозит, пирит, арсенопирит, антимонит, бравит, никелин, миллерит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, силванит, калаверит, теллурувисмутит, золото, серебро самородное, алтаит, мелонит, гессит, петцит, теллур самородный, колорадоит, нагит, сульфосоли Cu, Sb, As, Pb и др.	840—950	1:2—1:1	Олигоцен-миоценовый	Меловые вулканические и осадочные породы, прорванные породами габбро-перидтитовой формации Ст-Еос. возраста и штоками, дайками верхнеэоцен - олигоценового возраста. Жилы, зоны минерализации, столбы, линзы.	Мезо - эпитермальный, малых глубин. Парагенетически связано с дайками и штоками кварц-порфира, диорит-порфира, кварцевого диорит-порфира олигоцен-миоценового времени.

факторов геолого-структурного, магматического, физико-химического и геохимического характера.

Перспективы Севано-Акеринской структурно-металлогенической зоны не ограничиваются только открытием Зодского месторождения. Участки с золоторудной минерализацией были обнаружены как на юго-восточном продолжении зоны (Агдюздагское рудное поле в Азербайджанской ССР), так и на северо-западном — в Дилижан-Тандзутском и Памбакском рудных районах. Обнаруженные рудопроявления имеют сходный характер и возраст.

Золото, совместно с антимонитом, пиритом, киноварью, галенитом и сфалеритом, было установлено в аллювиальных отложениях рек других участков зоны (в бассейнах рр. Тертер, Караиман, Шишкар, Русская балка, Армянская балка, Агстев, Памбак, Дзорает и др.).

Перспективность Зодского месторождения определяется общей перспективностью зоны. Геологоразведочными работами на месторождении вскрыто несколько зон дробления и смятия пород, которые со своими апофизами и ответвлениями прослеживаются на несколько километров. В пределах этих зон установлены кварцево-рудные тела с золото-сульфидной и золото-теллуровой минерализацией. Отмеченные тела прослежены на несколько сот метров по простиранию и падению.

Выдержанность рудных тел по простиранию и падению, при значительной мощности, делают месторождение перспективным. Перспективы его связаны в основном с глубокими горизонтами и в некоторой степени с флангами. Перспективы месторождения определяются следующими факторами (Ш. О. Амирян, Л. С. Меликян, 1966):

1. Слабой эродированностью месторождения, эрозионным срезом охвачены только верхние, слабо оруденелые части рудных тел, что подтверждается:

а) вскрытием новых участков жильных пород (с которыми связано орудование) и слепых рудных тел, ниже современного эрозионного среза;

б) наличием низкотемпературной антимонит-сульфоантимонитовой минерализации на глубине 250—300 м от современной поверхности. Из горнорудной практики известно, что указанный тип минерализации по вертикали развивается в пределах 250—300 м. На месторождениях Армянской ССР (Азатек, Амасия и др.) антимонит-сульфоантимонитовая минерализация выклинивается на глубине 250—300 м. На Зодском месторождении этот тип минерализации, по имеющимся данным, прослеживается на глубине 325—350 м и признаки выклинивания пока не видны или проявляются слабо;

в) наличием останцев вторичных кварцитов на верхних горизонтах рудных тел Центрального участка, являющихся самой внешней фацией гидротермальных изменений;

г) слабым развитием россыпей.

2. Выдержанностью и особенностями строения рудоконтролирующих структур. В преобладающем случае они являются трещинами скола, прослеживающимися на большие глубины.

3. Выдержанностью морфологических особенностей и увеличением мощности рудных тел на нижних горизонтах по сравнению с верхними.

4. Крутым падением и выдержанностью элементов залегания рудоконтролирующих структур и рудных тел на вскрытых горизонтах.

5. Сравнительно широким развитием на нижних горизонтах габброидов, являющихся наиболее благоприятными «локализаторами» выдержанных рудоконтролирующих трещин.

6. Увеличением роли золотоносных сульфидных руд на нижних горизонтах и повышением количества сульфидов в кварц-сульфидных телах.

7. Вскрытием новых рудных тел на нижних горизонтах с интенсивной сульфидной минерализацией.

8. Пространственной приуроченностью рудных тел к крутопадающим дайкам кварц-порфиров, простирающимся на 800—1000 м, и их интенсивной измененностью и нередко минерализованностью.

9. Многостадийностью рудного процесса и сложным минеральным составом руд разновременных стадий. Многостадийный процесс может быть связанным только с глубокозалегающим и долгоживущим магматическим очагом, который в различные этапы своего развития выделял различные по составу растворы.

10. Данными бурения, полученными геологоразведочной экспедицией ниже горизонтов шт. 25 и 40.

11. Наконец, аналогией однотипных месторождений. Известно, что в среднемтемпературных месторождениях золото-сульфидных руд, связанных с нескрытыми интрузиями гранитоидов, оруденение прослеживаются обычно до глубины 1000—1200 м, нередко и больше.

Приведенные факты и соображения позволяют предполагать, что оруденение на Центральном (разведанном) участке прослеживается на большие глубины.

Перспективы месторождения связаны не только с глубиной, но и с флангами, особенно с западным; факторами, подтверждающими перспективность флангов месторождения являются:

1. Рудоконтролирующие структуры, аналогичные структурам Центрального участка, широко развиты также на западном фланге месторождения (в бассейне рр. Тигрангет и Асансу) с постепенным погружением в западном направлении.

2. Аналогичные формации и фации гидротермальных метасоматитов (вторичные кварциты, пропилиты, аргиллиты, серпентин-карбонатные и кварц-карбонатные породы и др.) развиты также на западном продолжении рудоконтролирующих структур.

3. Наличие штоков и даек диоритового, кварцево-диорит-порфирового состава, с которыми парагенетически связывается оруденение.

4. Присутствие золотоносных ассоциаций минералов во вторичных кварцитах и кварц-карбонатных прожилках в пределах диоритов и порфиров Тигранасарского участка. Убогий характер оруденения здесь объясняется, по-видимому, вскрытием верхних, слабо оруденелых горизонтов, локальными геолого-структурными и минералого-геохимическими особенностями.

5. Довольно высокое содержание золота в аллювиально-дельтавиальных отложениях, образованных за счет размыва пород и руд западного фланга месторождения.

На основании вышеизложенного, с учетом концентрации золота, серебра и теллура можно заключить, что Зодское месторождение является интересным объектом золоторудной минерализации и имеет хорошие перспективы.

При поисках новых рудных тел и участков золоторудной минерализации поисковыми критериями могут служить: характер, изменения пород—серицитизация, лиственитизация, карбонатизация и окварцевание; лимонитизированные породы с заохренным, сливным и раздробленным кварцем; наличие в продуктах окисления желто-зеленых висмутовых охр и пленок, серо-желтых, желто-зеленых, бурых теллурических минералов, желто-оранжевых, светло-желтых сурьмянистых охр,

желтых, розовых, зеленых, мышьяковых, никелистых и кобальтовых соединений; повышенные содержания в продуктах окисления висмута, теллура, сурьмы и мышьяка; наличие в шлихах киновари, висмута, бисмутита, золота и теллуридов; наличие выходов наиболее молодых гранитоидов, особенно даек кварц-порфира. Совокупность приведенных критериев совместно с соответствующими структурами будут определять благоприятные места концентрации золота и сопутствующих элементов.

В соответствии с вышеизложенным и должны направляться дальнейшие разведочные и поисково-разведочные работы на месторождении и в зоне в целом.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Гостеолтехиздат, 1954.
2. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1961.
3. Азизбеков Ш. А. и Кашкой М. А. Листвениты Закавказья. Изд. Аз. ФАН, 1939.
4. Альбов М. Н. О формах миграции золота в зоне окисления рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геолог., 1952, № 4.
5. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и географ., т. XIII, 1960, № 3—4.
6. Амирян Ш. О. Характер оруденения золота на одном месторождении. ДАН Арм. ССР, т. XXX, 1960₁, № 4.
7. Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, 1960₂, № 1.
8. Амирян Ш. О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1968, № 4.
9. Апельцин Ф. Р. Формации малых интрузий и их отношение к золоторудным месторождениям в пределах Главного золотоносного пояса СВ СССР. Труды ВНИИ-1, вып. 12, 1956.
10. Арутюнян Г. С. О возрасте гипербазитов северо-западной части Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. XIII, 1966, № 4.
11. Арутюнян Г. С. О лиственитах северо-западной части Севанского хребта. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1967, № 4.
12. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.
13. Безсмертная М. С., Соболева Л. Н. Новый теллурид висмута и серебра, установленный новейшими методами. Труды ИМГРЭ, вып. 18, 1963.
14. Бетехтин А. Г. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.
15. Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. Зап. ВМО, ч. 76, вып. 1, 1947.
16. Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. Генетические проблемы руд. Проблема 16. М., «Научн. тех. литература», 1960.
17. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
18. Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. т. I, II, 1947. т. III Гостеоллиздат, 1949.
19. Волынский И. С. К методике измерения оптических постоянных рудных минералов. Тр. ИМГРЭ, АН СССР, вып. 3, 1959.
20. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
21. Геология Армянской ССР. т. III. Петрография интрузивных пород. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1966.
22. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I, II, III. М., «Наука», 1964, 1966.
23. Гзовский М. В. Механизмы формирования сложных тектонических разрывов. «Разв. и охрана недр», 1956, № 7.
24. Жариков В. А. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн.: «Изучение закономерностей

- размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов», «Недра», 1965.
25. Звягинцев О. Е. Геохимия золота АН СССР, 1941.
 26. Кашкай М. А. Геолого-структурные особенности ртутной минерализации на Кавказе. «Изв. АН Азерб. ССР», 2, 1969.
 27. Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. «Проблемы генезиса руд». Проблема 5, М., 1964.
 28. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности и оруденение. В кн.: «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I, М., «Наука», 1969.
 29. Крейтер В. М. О поведении золота в зоне гипергенеза. Тр. Минцветметзолото, 1947, № 16.
 30. Крейтер В. М. и др. Поведение золота в зоне окисления, золотосульфидных месторождений. М., Изд. ГНТЛ, 1958.
 31. Леонтьев Л. Н., Хайн В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. 65, 1949, № 1.
 32. Магакьян И. Г. Стибио-теллуризовисмутит Зодского золоторудного месторождения. Басаргечарский р-он Арм.ССР, ДАН Арм.ССР, т. XXIII, 1956, № 5.
 33. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН Арм.ССР», серия геол. и географ., 1957, № 4.
 34. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
 35. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом. Зап. Армянск. отд. ВМО, вып. 1, 1959.
 36. Магакьян И. Г. и Амирян Ш. О. Золото. Геология Арм.ССР, т. VI. Металлические полезные ископаемые. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1966.
 37. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Записки ВМО, II серия, ч. 96, вып. 5. Л., «Наука», 1967.
 38. Масленицкий И. Н. Дисперсные включения золота в сульфидах железа. Зап. Лен. гор. ин-та, т. XVII—XVIII, 1948.
 39. Масленицкий И. Н. Форма и ассоциации золота с минералами в сульфидных рудах цветных металлов, ОНТИ, 1940.
 40. Меликян Л. С. К вопросу о тектоническом строении СВ побережья оз. Севан. «Изв. АН Арм.ССР», т. XIX, 1966, № 1—2.
 41. Меликян Л. С. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. «Изв. АН Арм.ССР», Науки о Земле, т. XX, 1967₁, № 4.
 42. Меликян Л. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. «Изв. АН Арм.ССР», Науки о Земле, т. XX, 1967₂, № 1—2.
 43. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Изд-во Гос. научн. тех. лит., 1957.
 44. Наслузов И. Г. Форма, размер и состав золотых частиц. «Сов. золото», 1936, № 12.
 45. Паланджян С. А. Петрогенетические типы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта и их генетические особенности. «Изв. АН Арм.ССР», Науки о Земле, 1969, № 6.
 - 46, 47. Переляев А. П. Ассоциация самородного золота и самородной меди супергенного происхождения. Зап. ВМО, ч. XXX, 1951, № 4.
 48. Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота. Сб. мат. по геол. золота и платины, вып. 3, 1947.
 49. Петровская Н. В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. Тр. НИГРИ, золото, вып. 20, 1955₁.
 50. Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. Зап. ВМО, ч. XXXIV, 1955₃, № 3.

51. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и геогр., т. X, 1951, № 3.
52. Плаксиян И. Н. и Наслузов И. Г. Форма и состав золотинок, находящихся в сульфидных рудах. «Сов. золотопром.», 1935, № 10.
53. Плетенев С. А. К вопросу растворения золота в солях окиси железа. «Сов. геол. сб.», 1946, № 7.
54. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
55. Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-ширакского синклинория. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и географ., т. XII, 1959, № 4.
56. Саркисян Г. А. и Арутюнян Г. С. О генетических типах лиственитизации (на примере СВ побережья оз. Севан). ДАН Арм. ССР, т. XVI, 1968, № 3.
57. Саркисян Г. А. О взаимоотношениях диоритовых даек и кварцевых эпидозитов на одном золоторудном месторождении Армении. ДАН Арм. ССР, т. XIII, 1966, № 1.
58. Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Генетические проблемы руд. Проблема 16. М., Изд. Научн. тех. литературы, 1960.
59. Смирнов А. А. Золото. Минералы СССР, т. I, АН СССР, 1940.
60. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений, ОНТИ, 1936.
61. Татаринов П. М. и Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. ВМО, ч. 78, вып. 3, 1949.
62. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амассийского района Арм. ССР. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и геогр., т. III, 1950, № 2.
63. Твалчрелидзе Т. А. Золото-висмут-теллуровая ассоциация Дамблудского и Зодского месторождения. Геол. сборн., № 1, КИМО, МГОН СССР, 1959.
64. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. V. Геохимия. М., Изд. АН СССР, 1959.
65. Чухров Ф. В. О миграции золота в зоне окисления. «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 4.
66. Шахов Ф. Н. Околожилные изменения. В кн.: «Геология жильных месторождений». М., «Недра», 1964.
67. Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, 1955.
68. Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В кн.: «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., «Недра», 1965.
69. Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании. В кн.: «Проблемы геол. минерал. месторождений, петрологии и минералогии. М., «Наука», 1969.
70. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.
71. Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.
72. Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. «Изв. АН СССР», серия геолог., 1937, № 5.
73. Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов, ДАН СССР, 27, 1940, № 7.
74. Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag: Au. «Геохимия», 1956, № 3.
75. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. Сб. вопросов геохимии и минералогии, М., 1956.
76. Bole R. W. The Geochemistry and origin of the Gold Bearing Quartz Veins and Lenses of the Yellowknife Greenstone Belt. Econ. Geol. v. 50, N 1, 1955.
77. Bruce E. L. Albite and Gold (discussions). Econ. Geol. v. 36, N 6, 1941.
78. Eommons W. H. Gold Deposits of the World. New York. 1938.
79. Fisher N. H. The fineaess of Gold, with Special Reference to the Morobe Gold-field, New Guinea. Econ. Geol. v. 40, N 7, 1945.

80. *Freise F. W.* The transportation of Gold by organic underground Solutions. *Econ. Geol.* v., 26, N 4, 1931.
81. *Fron del C.* Stability of colloid Gold Under hydrothermal condition. *Econ Geol.* v. 33, N 1, 1938.
82. *Fruch A. J.* Crysstallography of Petzite, Ag_3AuTe_2 . *The Am. Min.*, v. 44, N 7, July—August, 1959.
83. *Gallager D.* Albit and Gold. *Econ. Geol.* v. 35, N 6, 1940.
84. *Garrels R. M.* Solubility of metal Sulphides in dilute vein forming Solutions. *Econ. Geol.* v. 39, N 7, 1944
85. *Goldschmidt M. V.* Geochemistry. Oxford, 1954.
86. *Krauskopf K. B.* The Solubility of Gold. *Econ. Geol.* v. 46, N 9, 1951.
87. *Lincoln G. H.* Certain Natural Associations of Gold. *Econ. Geol.* v. 6, N3, 1911.
88. *Markham N. L.* Synthetic and Natural Phases in the System Au-Ag-Te. *Econ. Geol.* v. 55, N 6, 1960.
89. *Ogrysko S.* Hydrothermal experiments with Gold. *Econ. Geol.* v. 30, N 4, 1935.
90. *Smith F. G.* The alkali sulphide theory of Gold deposition. *Econ. Geol.* v. 38, N 7, 1943.
91. *Thompson R. M.* The telluride minerals and their occurrence in Canada. *The Am. Min.* vol. 34, 1949.
92. *Watanabe. M.* Modes of occurrence of tellurium bearing minerals in Japan. *Ton. Univ. Sci. rept.* v. 4, N 2, 1959.
93. *Wisser E.* Albite and Gold. *Econ. Geol.* v., 36, N 6, 1946.
94. *Uytendogaardt W.* Tables for microscopic identification of ore minerals, Princeton University Press Prinneeton. New Jersey, 1951.

КАДЖАРАНСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

(МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ)

ВВЕДЕНИЕ

Бурное развитие автоматики, телемеханики, электроники, атомной и ракетной техники в последнее десятилетие вызвало быстрый рост потребности ряда редких и рассеянных элементов—рений, селена, теллура и других. Эти элементы обычно распространены в виде примесей в рудах различных типов месторождений и извлекаются попутно с основными полезными компонентами. К главным промышленным типам руд, содержащих селен и теллур и некоторые другие элементы, принадлежат различные типы сульфидных месторождений (медно-никелевые, колчеданные), тогда как рений обычно связан с молибденовыми рудами, среди которых важное значение имеет медно-молибденовая формация руд.

Настоящая работа является результатом обобщения систематических исследований минералогии и геохимии редких элементов в рудах Каджаранского месторождения, являющегося наиболее представительным среди месторождений этого типа. Работа проводилась в основном в течение пяти лет (1956—1960), хотя некоторые дополнительные исследования проводились и в более позднее время.

Изучение минералогии и геохимии редких элементов является довольно трудоемкой, особенно в отношении обработки собранного каменного материала, ибо такие элементы, как рений, селен и некоторые другие, концентрации которых в рудах очень низкие, при обычных спектральных анализах не обнаруживаются и все исследования приходится вести более дорогим и трудоемким, химическим методом.

Химические анализы редких элементов были произведены в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР под рук. проф. В. М. Тараян, аналитиками Л. Г. Мушегян, Н. А. Элиазян, Т. Т. Авакян и С. А. Дехтрикян. Контрольные анализы проводились в химических лабораториях ВСЕГЕИ (Ленинград), ИМГРЭ (Москва) и УГ СМ Армянской ССР (Ереван). Полные химические анализы отдельных минералов выполнены М. М. Стукаловой (ВСЕГЕИ). Полуколичественные спектральные анализы произведены в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР (рук. Г. М. Мкртчян) и УГ СМ Армянской ССР (рук. С. Х. Тер-Маркосян). Рентгенографические анализы проводились Э. Х. Хуршудян (ИГН АН Арм. ССР). Локальные спектральные анализы

микроскопических выделений редких минералов в полированных шлифах производились Л. Г. Федоровой (ВСЕГЕИ).

Тщательный просмотр более 1200 полированных шлифов, в сочетании с другими методами изучения минералов позволил выявить ряд новых, не известных ранее в рудах медно-молибденового семейства. К ним относятся алтаит, гессит, петцит, тетрадимит, теллуrowисмутит, самородные теллур и висмут, клапротолит, галеновисмутит и др. Большая работа была проведена по выявлению основных закономерностей распределения главных рудообразующих и редких элементов в рудах месторождения. В итоге, на основании результатов проделанной работы, обобщаются особенности минералогии и геохимии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения, являющегося самым представительным в числе месторождений этого типа в республике.

Если выполненная работа поможет разрешению некоторых теоретических вопросов, стоящих перед исследователями, изучающими геохимию рения, селена, теллура и других редких элементов, а также будет способствовать более полному выявлению закономерностей их распределения в рудах месторождения и медно-молибденового семейства руд в целом, а тем самым облегчит решение вопросов, возникающих при их промышленном извлечении, то автор будет считать затраченные им усилия оправданными.

Во время полевых и камеральных работ автор пользовался ценными советами и консультациями академиков АН Арм. ССР И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна, докторов геол.-мин. наук И. С. Волинского, Н. Д. Синдеевой, Г. О. Пиджяна и канд. геол.-мин. наук К. А. Карамяна. Всем этим товарищам, а также упомянутому выше коллективу аналитиков, способствовавшим выполнению настоящей работы, автор пользуется случаем выразить свою признательность.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Каджаранского медно-молибденового месторождения находится в юго-восточной части Армянской ССР и, согласно металлогеническим построениям С. С. Мкртчяна (1958) и И. Г. Магакьяна (1959), входит в Зангезурский рудный район. Последний расположен в южной части медно-молибденового пояса, пересекающего территорию республики с юго-востока на северо-запад.

Каджаранское месторождение расположено в верхнем течении р. Вохчи. Абсолютные превышения участка месторождения над уровнем моря колеблются в пределах отметок 1800—2400 м.

В геологическом строении района месторождения важная роль принадлежит интрузивным породам, которые занимают 90% всей площади. Небольшое развитие имеют вулканогенные и осадочные породы, возраст которых охватывает широкий интервал: от докембрия до постплиоцена, что является благоприятным условием в расчленении интрузивных пород района.

На основании возрастных взаимоотношений интрузивных пород с вмещающими здесь выделяют нижнепалеозойские, верхнеэоценовые и верхнеплиоценовые интрузии. Среди них преобладающими и наиболее

важными в отношении рудоносности являются верхнеэоценовые (Мкртчян, 1958).

К верхнеэоценовым интрузиям относится полифазный Мегринский плутон, занимающий только на территории СССР около 800 км² площади. Ряд исследователей (В. Г. Грушевой, А. Б. Каждан) возраст плутона определяют как нижнемиоценовый, И. Г. Магакян—миоценовый, а А. Т. Асланян (1958) восточную часть плутона—монцитонитовую интрузию считает предверхнеюрской.

В состав Мегринского плутона входят разнообразные породы: от ультраосновных до кислых, иногда связанных между собой постепенными переходами.

С. А. Мовсесян в центральной части Зангезурского хребта выделяет три фазы интрузивной деятельности: монцитониты, банатиты и порфировидные граниты и гранодиориты.

С. С. Мкртчян (1958) также выделяет три фазы интрузивной деятельности плутона. К первой фазе относятся породы монцитонитового ряда. Они занимают более половины площади плутона и характеризуются сильной дифференциацией. Вторая фаза характеризуется более кислым составом и представлена гранитами, граносиенитами и другими разновидностями; развита в западной части массива.

Третья фаза представлена порфировидными гранитами и гранодиоритами, обнажающимися в верховьях рр. Вохчи и Мегри и на гребне Зангезурского хребта*.

Для комплекса в целом характерна вытянутость пород в ССЗ направлении, т. е. согласно с общей вытянутостью складчатости района, а также повышение кислотности магмы во времени.

В районе широко развиты многочисленные дайки, формирование которых происходило в связи с каждой из отмеченных фаз интрузивной деятельности. Жильные породы представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами, лампрофирами и другими.

Тектоника района сложна и интересна. Почти все исследователи района считают, что Зангезурский хребет относится к области альпийской складчатости. В пределах района породы слагают обширную Мегринскую антиклиналь СЗ-ЮВ простираения. В связи с ассимиляцией пород кровли интрузией Мегринского плутона северо-восточное крыло антиклинали выражено неясно.

Более отчетливо выражены дизъюнктивные нарушения. Здесь отмечается ряд крупных разломов надвигового и сбросового характера, имеющих северо-западное простираение, согласно с господствующим направлением складчатости, а также сопряженные с ними разломы северо-восточного и широтного направлений.

К крупным региональным нарушениям относятся Хуступ-Гиратагский, Дебаклинский (Таштунский) и Агараковский разломы. Вдоль указанных разломов отмечаются многочисленные минеральные источники, обильные выходы углекислого газа, а полоса пород, примыкающая к разломам, сопровождается расланцованностью, перемятостью до состояния милонитов.

Дебаклинский и Агараковский разломы являются дорудными контролирующими структурами для большинства медно-молибденовых месторождений района. Вдоль этих разломов расположены Каджаранское,

* По радиологическим исследованиям (К-Аг метод) абсолютный возраст первых двух фаз датируется 38—41 млн. лет, что соответствует верхнему эоцену, а возраст третьей фазы 24 млн. лет—нижнему миоцену (Гукасян, Меликсетян, 1965).

Джиндаринское, Айгедзорское, Личквас-Тейское, Агаракское месторождения и ряд рудопроявлений.

В металлогеническом отношении господствующими в районе являются высоко-среднетемпературные медно-молибденовые месторождения прожилково-вкрапленного типа (Каджаран, Агарак, Джиндара). В последние годы важное значение начинает приобретать золото-сульфидный тип (Личквас-Тейское). Подчиненное значение имеют жильные молибденовые (Айгедзор, Капутджух), полиметаллические (Аткиз, Пухрут), магматические месторождения титано-магнетитовых и магнетит-апатитовых руд (Сваранц, Калакар) и реальгар-аурипигментовые проявления (Сальварт). Последние генетически связаны с экструзиями и лакколитоподобными телами плиоценового возраста (Мкртчян, 1958, Магакян, 1959).

Среди многочисленных рудопроявлений и месторождений Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Каджаранское месторождение является наиболее крупным. В пределах Каджаранского рудного поля выделяют несколько участков (Центральный, Северо-Восточный, Давачи, Кармир-Кар, Шлоркут, Аткиз и др.).

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы нижнего эоцена и прорывающие их гранитоиды, принадлежащие к первой и третьей фазам Мегринского плутона.

Вулканогенно-осадочная толща развита к северу от месторождения, слагая гребень и часть южного склона Пирамсарского хребта. Толща эта состоит из порфиринов, их туфобрекчий и туффитов. В контактовой полосе порфириды подверглись интенсивному ороговиканию в результате контактового воздействия интрузии. Ширина этой полосы варьирует от 25 до 350 м. Этот контакт является северной границей рудного поля.

В западной части рудного поля развиты порфиоровидные граниты и гранодиориты, а в восточной—монцититы, диориты, габбро-диориты, принадлежащие к первой фазе внедрения. Контакт между монцититами и порфиоровидными гранодиоритами тектонический и является частью регионального дорудного Дебаклинского разлома, имеющего простирание $320-340^\circ$ с падением на северо-восток $45-60^\circ$.

Промышленное медно-молибденовое оруденение приурочено исключительно к породам висячего бока—монцититам.

Кроме отмеченных выше пород, в рудном поле Каджарана широкое развитие имеют жильные породы, представленные различными порфирами, лампрофирами, аплитами и, редко, пегматитами.

Жильные породы широко распространены в пределах монцититов и порфиоровидных гранодиоритов и значительно реже встречаются в вулканогенно-осадочной толще. Образование их происходило в каждой интрузивной фазе, приурочиваясь к последним этапам их формирования (Мкртчян, 1958).

Среди жильных пород особенно широкое распространение имеют жильные порфиры—гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириды и другие. Простирание их различно на различных участках рудного поля: в западной части простирание их близширотное—северо-западное с падением как на север, так и на юг; в восточной части—преимущественно северо-восточное с падением на северо-запад. Углы падения даек крутые, мощность колеблется от 1 до 30 м. По простиранию они обычно прослеживаются на сотни метров, однако вблизи регионального разлома они выклиниваются или загибают, изменяя направление простирания.

Вдоль даек вмещающие их породы—монцитоны, интенсивно гидротермально изменены: осветлены, серицитизированы, окварцованы и несут сульфидную минерализацию. При их сближении отдельные полосы измененных пород образуют мощные протяженные зоны. Аналогичные зоны измененных пород вытягиваются вдоль мощных кварцево-рудных жил.

В результате разведочных работ было установлено, что степень изменения монцитонов находится в тесной зависимости от даек порфиров и кварцеворудных жил. По степени изменения выделяют сильно измененные, слабо измененные и неизмененные монцитоны (С. С. Мкртчян, П. С. Саакян, К. И. Лягин).

Основное гидротермальное изменение вмещающих пород месторождения представлено пропилитизацией, главным же типом изменения является аргиллизация, которая, по мнению А. Г. Казаряна (1958₂), вызвана пострудными, гипергенными процессами.

Макроскопически, сильно измененные монцитоны представляют светлую, почти белую породу, где первичные минералы—лейкократовые и меланократовые—нацело разрушены и замещены кварцем, серицитом, карбонатом и рудным минералом.

Слабо измененные породы, расположенные обычно на некотором удалении от жильных пород, связаны с измененными постепенными переходами и отличаются от них тем, что процесс разрушения первичных минералов и замещения их вторичными не зашел столь далеко, как в сильно измененных. Здесь в осветленной породе из цветных минералов хорошо сохраняется биотит.

Пространственно в различной степени измененные породы месторождения располагаются следующим образом: в западной части месторождения, где жильные породы имеют более широкое развитие, распространены сильно измененные породы; в восточной части жильные породы имеют незначительное распространение и в связи с этим вмещающие породы представлены слабо измененными разностями. Однако иногда на отдельных участках среди сильно измененных пород отмечаются небольшие блоки неизмененных монцитонов.

Разведочными работами установлено, что интенсивность оруденения связана со степенью изменения вмещающих пород, хотя нередко отмечаются участки слабо измененных пород с довольно богатым оруденением.

Морфологически оруденение на месторождении представлено двумя типами: штокверковым и жильным, где последний имеет подчиненное значение, хотя с глубиной его перспективы повышаются.

Штокверковый тип представлен зонами густой сети полого залегающих маломощных (1—2 см и менее) прожилков северо-восточного и северо-западного простирания, обычно приуроченных к зонам сильно измененных монцитонов, расположенных вдоль даек порфиров. Зоны интенсивно оруденелых штокверковых руд, как правило, имеют те же элементы залегания, что и контролирующие их распределение жильные породы (Мкртчян, 1958).

В отношении возрастных взаимоотношений даек и оруденения, а также их роли в процессе рудообразования большинство исследователей месторождения считают, что их внедрение предшествовало оруденению и они сыграли существенную роль в локализации оруденения вдоль них. Об этом свидетельствует пространственная приуроченность рудоносных зон с промышленным содержанием меди и молибдена к дайкам жильных пород, факты непосредственного пересечения их кварцеворудными образованиями, гидротермальная измененность жильных

пород и их минерализация, хотя и очень слабая. Следует отметить, что дайки порфиров, будучи сравнительно молодыми породами раздроблены меньше, чем вмещающие их монциты. Трещины в них представлены в основном трещинами отдельности. Благодаря большой плотности пород даек рудоносные прожилки и жилы, проходящие в монцитах, чаще не пересекают их, а обрываются или дают характерные изгибы или разветвления.

В результате тектонических подвижек породы, примыкающие к дайкам дробились, создавая на границе двух разнородных сред условия, благоприятные для циркуляции рудоносных растворов.

Второй тип оруденения—жильный, представлен кварц-сульфидными жилами с весьма богатым содержанием в них меди и особенно молибдена. Среди них преобладают жилы кварц-молибденитового и кварц-молибденит-халькопиритового состава. Независимо от состава кварц-сульфидных жил нередко в них встречаются участки массивных полиметаллических руд и карбонатов.

В распределении оруденения на месторождении отчетливо проявляются элементы горизонтальной зональности (Мкртчян, 1958; Магакьян, 1959, Карамян, Фарамазян, 1960). Зональность выражена постепенным ослаблением молибденовой минерализации и повышением роли меди, а затем свинца и цинка по мере удаления на восток от Дебаклинского разлома.

Процессы вторичного (гипергенного) изменения руд в верхних горизонтах проявлены весьма интенсивно. Зона окисления обычно проникает на глубину 30—50 м. Однако по тектоническим нарушениям и вдоль даек порфиров и мощных кварц-сульфидных жил она иногда отдельными «языками» достигает глубины 200 м и более.

Отчетливо выраженной зоны вторичного сульфидного обогащения на месторождении не отмечается. Вторичные сульфиды—борнит, ковеллин, халькозин—встречаются довольно редко и обычно приурочены к наиболее трещиноватым участкам и чаще на глубине 100—150 м.

II. СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЭТАПА РУДООБРАЗОВАНИЯ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Одним из важных вопросов изучения минералогии и оруденения месторождения является расшифровка процессов формирования руд. Разрешение этой задачи позволяет установить не только последовательность хода событий, но и периоды максимального развития рудной минерализации, составляющей основную ценность месторождения. Кроме того, это позволяет наметить закономерности пространственного размещения тех или других стадий минерализации и тем самым определить участки месторождения, характеризующиеся определенным типом и составом руд. Поэтому правильное и обоснованное научное решение этого вопроса имеет важное практическое значение.

Введение понятий этапы минерализации и стадии минерализации в учение о магматогенных рудных месторождениях связано с гипотезой образования гидротермальных месторождений, выдвинутой С. С. Смирновым (1937), который на ряде примеров показал, что движение рудоносных растворов имеет прерывистый характер и обусловлено многократным возобновлением трещинообразования; при этом каждый последующий период минералообразования отличается своим минеральным составом, что свидетельствует об изменении состава растворов во времени. С. С. Смирнов допускает, что «вспышки трещинообразования, открывающие новые пути для новых растворов, связаны именно с дальнейшей эволюцией остывающей магмы».

К наиболее ранним работам, затрагивающим вопросы стадий (этапов) минерализации Каджаранского месторождения, относятся работы П. С. Саакяна, С. С. Мкртчяна, И. Г. Магакьяна; позже указанные вопросы освещались в работах М. П. Исаенко, Г. О. Пиджяна и А. Г. Казаряна.

1. СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ НИМИ

Выделение и последовательность стадий минерализации, приведенная в настоящей работе, основана на детальной документации всех доступных подземных выработок месторождения, а также уступов карьера. Основными руководящими критериями при выделении стадий минерализации служили следующие факты:

1. Пересечение прожилков и жил различного минерального состава—парагенетических ассоциаций;
2. Разобщенность их в пространстве;
3. Приуроченность их к различным тектоническим структурам.

Кроме того, дополнительно к приведенным критериям, учитывались характер гидротермального околожильного метасоматоза и геохимические особенности руд и минералов, слагающих данную стадию минерализации.

Как указывалось, в пределах рудного поля месторождения отмечаются отдельные «изолированные» друг от друга рудоносные участки, более или менее отличающиеся как своим качественным, так и количественным минеральным составом. Среди них минерализация Центрального участка представлена большим многообразием минерального состава. Здесь, на сравнительно небольшой площади, встречаются все минеральные и парагенетические ассоциации, характеризующие месторождение в целом. Это обстоятельство, с одной стороны, является благоприятным условием в вопросе установления всей последовательности формирования руд месторождения, с другой—многократное наложение нескольких стадий минерализации друг на друга затрудняет пространственное выделение разновозрастных образований.

Исследованиями установлено, что на Каджаранском месторождении проявились два этапа постмагматической деятельности.

Первый этап проявился довольно слабо и приурочен к контактовой зоне монцититов с рогамиками, выражаясь в образовании высокотемпературной магнетит-амфиболовой и кварц-турмалиновой минерализации.

Несравненно более сложно и разнообразно проявляется постмагматическая гидротермальная деятельность при образовании промышленных медно-молибденовых руд. Изучение возрастных взаимоотношений между рудоносными структурами, локализуемыми различными парагенетическими ассоциациями, позволило выделить десять следующих стадий минерализации:

- | | |
|--------------------------------------|--------------------------------|
| 1. Кварц-магнетитовая; | 6. Кварц-пиритовая; |
| 2. Кварц-полевошпатовая; | 7. Кварц-сфалерит-галенитовая; |
| 3. Кварц-молибденитовая; | 8. Карбонатная; |
| 4. Кварц-халькопирит-молибденитовая; | 9. Халцедоновая; |
| 5. Кварц-халькопиритовая; | 10. Ангидрит-гипсовая*. |

* Подробное описание возрастных взаимоотношений различных стадий минерализации с привлечением зарисовок и фотографий штуфов и забоев опубликовано отдельными статьями (Карамян, Фармазян, 1959, 1960).

Следует отметить, что возрастные взаимоотношения различных стадий минерализации, подтверждающие приведенную выше схему последовательности формирования руд месторождения многочисленны.

Графическое отображение пространственного размещения выделенных стадий минерализации представляет большие трудности, так как в рудном поле месторождения лишь некоторые стадии минерализации отчетливо пространственно обособлены.

Наиболее вскрытый и хорошо изученный Центральный участок представлен штокверком, образованным в результате наложения почти всех выделенных стадий минерализации друг на друга. На общем фоне штокверкового оруденения выделяются отдельные обогащенные медью и молибденом зоны, обусловленные густотой рудоносных прожилков и вкрапленности. Оконтуривание таких зон производится только по данным непрерывного опробования всего штокверка. Поэтому для решения вопроса о пространственном распределении стадий минерализации данные документации связывались с планами опробования соответствующих горных выработок.

В результате в рудном поле месторождения довольно отчетливо выявилась горизонтальная зональность, обусловленная закономерным размещением отдельных парагенетических ассоциаций в пространстве и выразившаяся в последовательном развитии структур, локализирующих отдельные стадии гидротермального процесса. Таким образом, на месторождении отчетливо устанавливается пульсационная зональность, обусловленная последовательным перемещением центров трещинообразования с запада на восток.

Так, в западной приразломной части Центрального участка месторождения отмечается преимущественное развитие кварц-молибденитовой стадии минерализации. По мере удаления от приразломной зоны на восток отмечается более широкое развитие кварц-халькопирит-молибденитовой стадии. В восточной части Центрального участка и на его продолжении (участок Шлоркут) отчетливо проявляется преимущественное развитие кварц-халькопиритовой стадии. Далее на восток от приразломной зоны на Северо-восточном участке отмечается широкое развитие кварц-пиритовых жил и прожилковых зон. На Аткизском участке (восточный фланг рудного поля), наряду с кварц-пиритовыми жилами и отдельными прожилковыми зонами, отмечаются и сравнительно мощные кварц-сфалерит-галенитовые жилы. Одновременно с ними здесь же отмечается широкое развитие кварц-карбонатных и халцедоновых жил (рис. 1).

Кроме того, на месторождении довольно отчетливо проявлена также обратная вертикальная зональность, наблюдаемая на Центральном участке. Последняя проявляется в повышении роли кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой, карбонатной и ангидрит-гипсовой стадий минерализации с глубиной. При этом интенсивность развития основных промышленных стадий минерализации с глубиной уменьшается незначительно.

2. ОПИСАНИЕ СТАДИЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Процесс послемагматической гидротермальной деятельности проявился очень сложно. Сложность эта выражена в образовании штокверка, представленного прожилково-вкрапленными зонами, кварцеворудными жилами и зонами дробления. Поэтому здесь наблюдается большое разнообразие текстур, хотя в общем преобладающая масса руд представлена различными разновидностями прожилково-вкраплен-

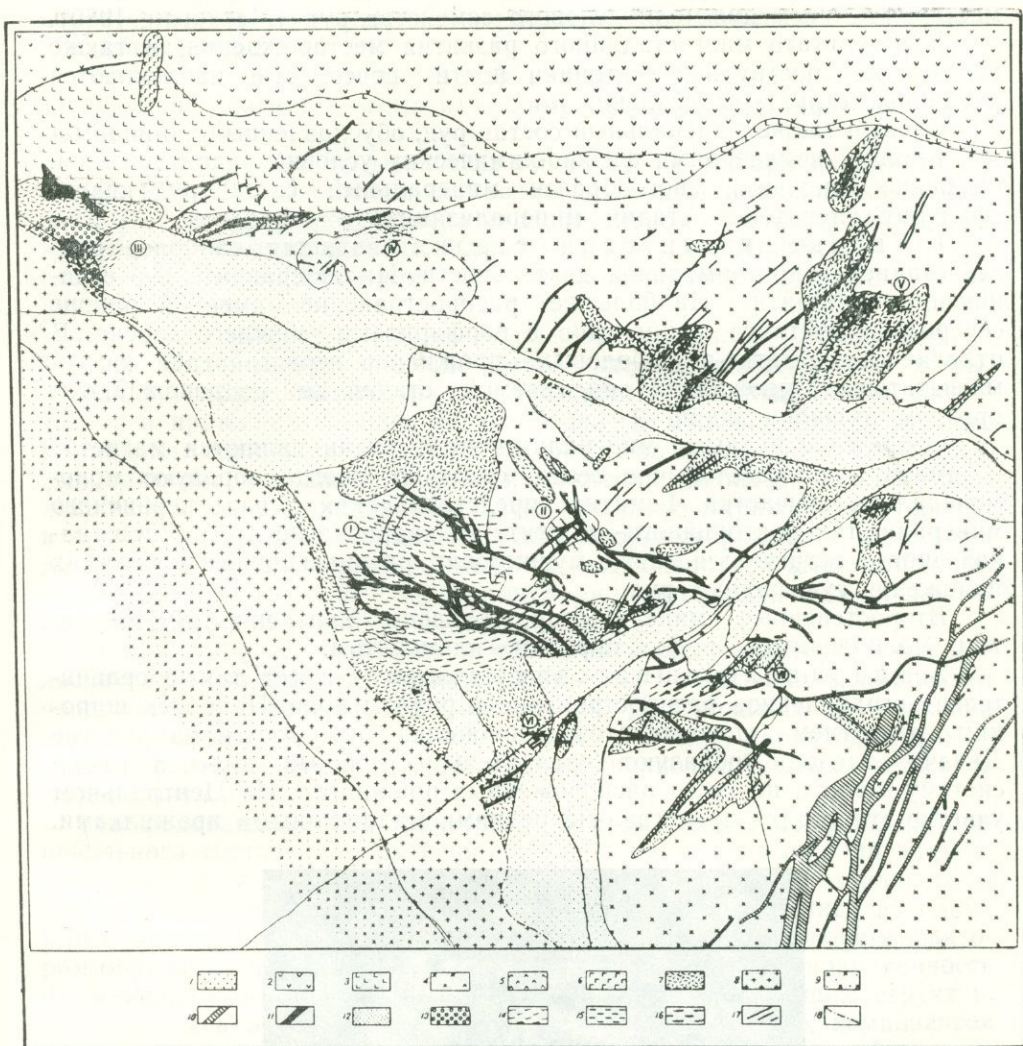


Рис. 1. Схема размещения руд различных стадий минерализации на Каджаранском рудном поле (составили К. А. Карамян, А. С. Фарамазян).

Условные обозначения:

1. Аллювиально-делювиальные отложения. 2. Порфириты с прослоями кремнистых туфопесчаников, туфобрекчий. Нижний эоцен. 3. Контактные роговики. 4. Монзониты. 5. Диориты. 6. Габбро, габбро-диориты. 7. Гидротермально измененные монзониты. 8. Порфировидные граниты. 9. Порфировидные гранодиориты. 10. Гранодиорит-порфиры I этапа внедрения. 11. Гранодиорит-порфиры II этапа внедрения.

Стадии минерализации:

12. Площади преимущественного развития кварц-магнетитовой стадии. 13. Площади преимущественного развития кварц-полевошпатовой стадии. 14. Площади преимущественного развития кварц-молибденитовой стадии. 15. Площади преимущественного развития кварц-халькопирит-молибденитовой стадии. 16. Площади преимущественного развития кварц-халькопиритовой стадии. 17. Кварцеворудные жилы. 18. Крупные тектонические нарушения.

Участки месторождения:

- I. Центральный участок. II. Северо-восточный участок. III. Участок Давачи. IV. Участок Кармир-кар. V. Участок Аткиз. VI. Участок Ширин. VII. Участок Мякан.

ных текстур. Месторождение является типичным представителем месторождений медно-молибденового семейства руд (Магакьян, 1950).

В результате многостадийного развития месторождения, а также проявления пострудной тектоники почти повсеместно наблюдаются различные структуры давления.

Сложен также минеральный состав руд, обусловленный, по-видимому, резкими изменениями физико-химических условий рудоотложения. Особенно сложен и многообразен минеральный состав руд кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

1. Кварц-магнетитовая стадия является наиболее ранней стадией гидротермальной деятельности. Имеет сравнительно ограниченное развитие. Наибольшее распространение имеет в районе северного контакта монцититов с порфиритами нижнего эоцена. В отличие от магнетит-амфиболовых прожилков первого этапа кварц-магнетитовые прожилки описываемой стадии не сопровождаются ореолом амфиболизации.

Основными рудными минералами этой стадии являются магнетит и гематит, которые обычно тесно срastaют, иногда образуют мономинеральные участки. Гематит представлен как в виде первичного минерала, так и вторичного—мартита. В кварц-магнетитовых прожилках иногда встречается также мушкетовит, развивающийся в участках наложения сульфидных руд.

Второстепенные минералы представлены халькопиритом, борнитом, молибденитом, редко пиритом, ильменитом.

2. Кварц-полевошпатовая стадия имеет также сравнительно ограниченное распространение в рудном поле. Наиболее широким развитием полевошпатовые прожилки пользуются на участке Давачи, где они образуют сравнительно мощные жилы, а также систему мелких, но густо расположенных прожилков. На Центральном участке эта стадия представлена редкими маломощными прожилками.

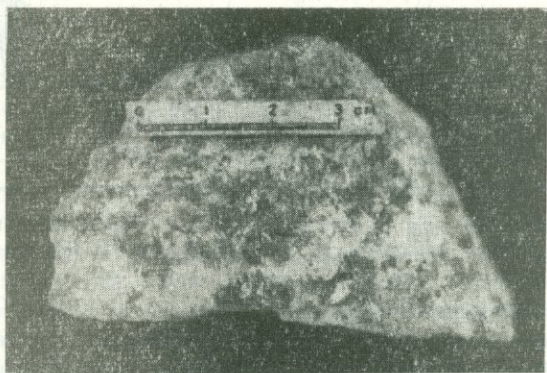


Рис. 2. Розетки крупночешуйчатого молибденита в кварц-полевошпатовом прожилке. Штуф.

Прожилки этой стадии минерализации сложены из калишпата (ортоклаза), кварца. Рудные минералы: магнетит, гематит, ильменит, молибденит, халькопирит и очень редко пирит. Среди последних наибольшим распространением пользуется молибденит, образующий крупные чешуйки или скопления—розетки (рис. 2). Размеры таких розеток достигают 1,5—2,0 см и более в поперечнике. Совместно с

молибденитом отмечаются также выделения халькопирита. Магнетит образует отдельные изолированные выделения, а ильменит—лучистые и игольчатые агрегаты.

Последовательность выделения рудных минералов в этой стадии следующая: магнетит—гематит—ильменит, пирит—молибденит—халькопирит.

3. Кварц-молибденитовая стадия минерализации имеет весьма широкое развитие и составляет основную промышленную ценность руд. Широко представлена на Центральном участке, сравнительно меньше на участках Давачи, Кармир-кар, Мякан, Шлоркут, и весьма слабо на Северо-восточном участке и практически отсутствует на участке Аткиз.

Рудные тела этой стадии образуют прожилки мощностью до 2—3 см. Подчиненное значение имеют кварц-молибденитовые жилы, иногда прослеживающиеся на сотни метров. Форма проявления молибденита в прожилках весьма разнообразна. В маломощных прожилках молибденит зачастую образует крупные боченковидные кристаллы, выполняющие прожилок от стенки до стенки. В более мощных прожилках и жилах молибденит образует отчетливо выраженную оторочку в обоих зальбандах. Мощность этой оторочки различна и местами достигает 1 см. Как правило, чешуйки молибденита в вышеописанных оторочках расположены перпендикулярно зальбанду, если прожилок не подвергался повторным подвижкам.

Более мощные прожилки и особенно жилы характеризуются полосчатой текстурой, где прожилкообразные скопления молибденита чередуются с кварцевой жильной массой. Для мощных прожилков и жил, сложенных грубокристаллическим кварцем, характерны также гнездообразные, пятнистые скопления крупночешуйчатых агрегатов молибденита.

Исследованиями пространственного размещения, морфологии, минерального состава, качественно-количественных содержаний элементов-примесей, а также строения рудоносных структур жильного и прожилкового типов руд установлено, что они образовались из одних и тех же рудоносных растворов, т. е. основным определяющим фактором образования описываемых типов руд является не разновременность их минерализации, а различная мощность рудовмещающих структур. Следует здесь же отметить, что концентрация полезных компонентов в прожилках намного выше, чем в жилах. Это объясняется фактором трещинного фильтрационного метасоматоза, который проявляется сильнее в маломощных структурах.

На месторождении отмечается также «скрытокристаллическая» форма проявления молибденита в виде черного кварца (рис. 3). В последнем только при сильных увеличениях удается установить тончайшие чешуйки молибденита. Химическими анализами черного кварца устанавливается 3—5% молибдена.

Кварц в жилах и прожилках описываемой стадии проявляется различно. В тонких прожилках он имеет мелкозернистое, часто микрогребенчатое строение. В более крупных прожилках и жилах кварц отчетливо раскристаллизован, а иногда имеет грубозернистое строение с крупными шестоватыми кристаллами, растущими от стенок во внутрь.

В виде второстепенных минералов в этой стадии минерализации отмечаются в весьма подчиненном количестве пирит и халькопирит, образующие редкую и тонкую вкрапленность в жильной массе или развивающиеся по трещинкам спайности молибденита (халькопирит).

4. Кварц-халькопирит-молибденитовая стадия пользуется довольно широким развитием на Центральном участке. Представлена в виде прожилков и сравнительно маломощных жил.

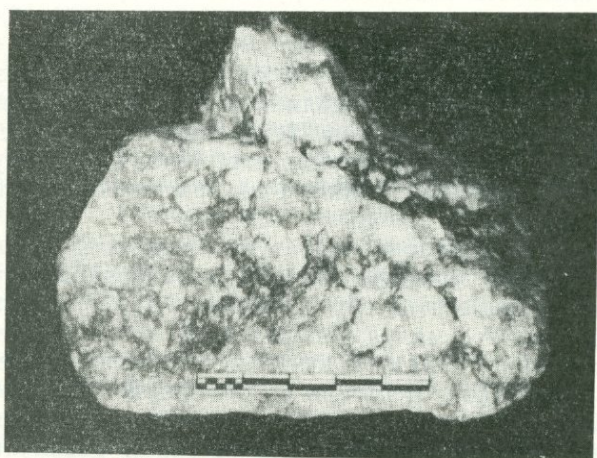


Рис. 3. Черный молибденоносный кварц цементирует обломки грубокристаллического белого кварца. Штуф.

В мощных (5—7 см) прожилках отмечается хорошо выраженная «зональная» текстура, где молибденит отлагается в приальбандовой части, а халькопирит в средней части заполняет промежутки между крупными шестоватыми кристаллами кварца (рис. 4). В этой стадии минерализации отмечаются также прожилки иного сложения, где молибденит образует правильные боченовидные дипирамидальные кристаллы, развивающиеся в сплошных полях халькопирита.

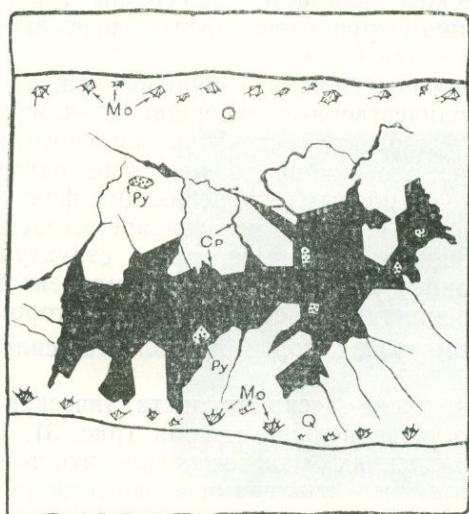


Рис. 4. «Зональная» текстура кварц-халькопирит-молибденитового прожилка. Мо—молибденит, Ср—халькопирит, Py—пирит, Q—кварц, mz—монзонит.

Молибден и медь в рудах описываемой стадии минерализации содержатся в одинаковых количествах с небольшим отклонением в ту или другую сторону.

Кроме молибденита и халькопирита, в описываемой стадии в незначительном количестве отмечаются также пирит и энаргит. Спорадически встречаются сфалерит, галенит, висмутин и медно-висмутовые

сульфосоли. Все эти минералы приурочены исключительно к участкам развития халькопирита.

5. Кварц-халькопиритовая стадия пользуется весьма широким развитием в рудном поле месторождения и особенно на участках Центральный, Шлоркут. Руды представлены прожилковой,

прожилково-вкрапленной и вкрапленной текстурами.

По условиям образования здесь выделяются три разновидности руд:

а) Структуры выполнения. Представлены кварц-халькопиритовыми прожилками, где жильный кварц гребенчатой или микрогребенчатой структуры является преобладающим минералом.

б) Метасоматические зоны прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации. Как правило, сопровождается сильным гидротермальным изменением вмещающих пород. Мощность таких зон редко превышает несколько метров, а по простиранию они прослеживаются на 10—15 м. Рудная минерализация представлена очень тонкими

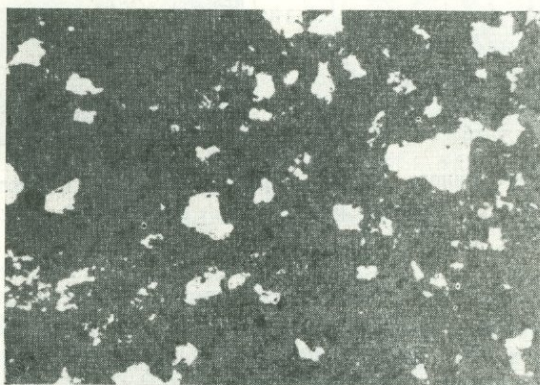


Рис. 5. Вкрапленная текстура халькопирита (белое). Черное—сильно гидротермально измененный монзонит. Полир. шлиф. $\times 70$.

«волосными» прожилками и мельчайшей вкрапленностью халькопирита, реже метакристаллов пирита, молибденита, равномерно рассеянных в зоне. Мощность прожилков колеблется в пределах долей миллиметра, а протяженность 15—20 см. Вкрапленность также очень тонкая: размеры вкрапленников достигают 0,1 мм в поперечнике, обычно—0,01—0,05 мм (рис. 5).

По минеральному составу тонкие «волосные» прожилки и вкрапленники на 90—95% сложены из халькопирита. В ассоциации с последним редко отмечаются пирит, галенит, сфалерит, висмутин, сульфовисмутиты меди и свинца, энаргит, люцит, блеклая руда. Кварц имеет незначительное развитие в прожилках и в сростаниях с вкрапленниками халькопирита; шире он развит в связи с окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород. Содержание меди в описываемых рудах по анализам штучных проб обычно составляет от 2—3 до 5—6%.

в) Прожилки, образованные комбинацией первых двух разновидностей, где сравнительно маломощные кварц-халькопиритовые прожилки выполнения сопровождаются четкой каемкой серицитизированной и окварцованной породы с вкрапленностью халькопирита и пирита. Мощность такой оторочки обычно в несколько раз превосходит мощность самого прожилка (рис. 6). Обычно вкрапленность халькопирита и пирита постепенно с удалением от основного прожилка исчезает.

В рудах описываемой стадии минерализации, кроме типичных прожилковой, вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстур, отмечаются сетчатая и полосчатая текстуры. Сетчатая текстура образуется

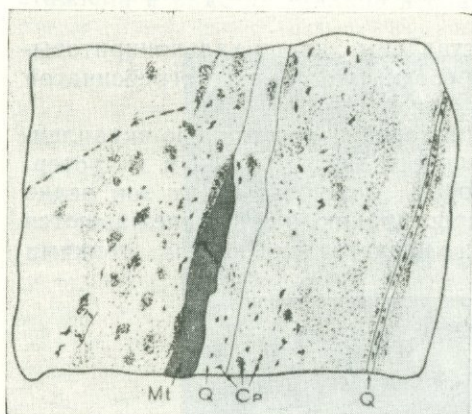


Рис. 6. Зарисовка полированного штуфа прожилково-вкрапленной текстуры. Ср—халькопирит, Q—кварц, M!—магнетит.



Рис. 7. Полосчатая текстура кварц-халькопиритовых прожилков. Штуф.

в результате выполнения и метасоматического замещения рудоносными растворами системы продольных и секущих трещин. Полосчатая текстура обычно развита вдоль крупных структур (жилы, дайки), по которым происходили тектонические подвижки. Образование этой текстуры, по-видимому, обязано замещению рудными минералами ранней тектонической плейхатости пород (рис. 7).

6. Кварц-пиритовая стадия по сравнению с вышеописанными промышленными стадиями имеет ограниченное распространение. Максимальное развитие отмечается на Северо-восточном участке, где отмечаются мощные кварц-пиритовые жилы, протягивающиеся на 100 м и более. На Центральном участке эта стадия представлена маломощными (1—5 см) прожилками и зонами сильно гидротермально измененных пород с вкрапленностью пирита.

В крупных кварц-пиритовых жилах пирит образует мономинеральные прожилкообразные и линзообразные скопления в жильной массе. В сравнительно маломощных жилах отмечается также симметрично-полосчатая текстура, обусловленная отложением пирита вдоль зальбандов.

Зоны пиритовых руд вкрапленной текстуры обычно приурочены к сравнительно крупным тектоническим нарушениям, а также зонам интенсивно серицитизированных и окварцованных пород.

Главным рудным минералом описываемой стадии является пирит, в подчиненном количестве отмечается халькопирит, молибденит, сфалерит, в весьма незначительном количестве—галенит, энаргит, люцит, блеклая руда, тетрадимит.

7. Кварц-сфалерит-галенитовая стадия в рудном поле месторождения имеет подчиненное значение; максимальным развитием пользуется на Аткизском участке. На Центральном участке представлена отдельными прожилками мощностью до 15 см. Кроме того, полиметаллическая минерализация массивной текстуры отмечается в составе мощных кварц-сульфидных жил (жилы V, VI и др.). Более мощные полиметаллические жилы встречаются на участке Аткиз, где рудные компоненты образуют отдельные изолированные участки, сложенные из сплошных сфалерит-галенитовых руд.

Описываемая стадия минерализации характеризуется значительным разнообразием рудных минералов, представленных не только сульфидами и сульфосолями, но и самородными элементами (Au, Bi, Te) и теллуридами (алтаит, гессит, теллуrowисмутит, тетрадимит и др.). Следует отметить, что минерализация теллуридов и висмутовых минералов по времени выделения из растворов несколько отстает от сульфидов и, по-видимому, приурочена к конечным порциям рудоносных растворов (Фарамазян, 1958).

Сопутствующие жильные минералы представлены кварцем и в значительном количестве карбонатом. При этом карбонат в прожилках и жилах цементирует брекчированные обломки сульфидов в ассоциации с кварцем.

Для описываемой стадии минерализации характерны массивные, пятнистые, полосчатые, брекчиевые и брекчиевидные текстуры.

8. Карбонатная стадия пользуется широким развитием в рудном поле. Особенно широко развита на Северо-восточном и Аткизском участках, где образует мощные кварц-карбонатные безрудные жилы и прожилковые зоны. В большинстве карбонатные жилы приурочены к скалывающим трещинам, в результате чего часто в альбандах этих жил и прожилков наблюдается карбонатизированная глина.

По составу карбонат соответствует анкериту и доломиту (Исаенко, 1959).

9. Халцедоновая стадия в рудном поле имеет сравнительно ограниченное распространение. Представлена в основном в виде небольших прожилков мощностью 1—2 см. Встречаются также более мощные прожилки, а в восточной части рудного поля отмечаются халцедоновые жилы мощностью до 0,5—1,0 м и протяжением в десятки метров.

10. Ангидрит-гипсовая стадия имеет небольшое развитие в рудном поле месторождения. Развита на западном фланге Центрального участка в основном в глубоких горизонтах. Проявляется в виде прожилков и маломощных жил, мощностью до 20—25 см с крутыми и резкими контактами с вмещающими породами. Отмечаются также отдельные гнездообразные тела.

Вмещающие породы сильно раздроблены и рассланцованы. Около гипсовых тел наблюдаются четкие ореолы огипсования и хлоритизации.

В ассоциации с ангидрит-гипсовой стадией отмечаются, местами в довольно значительных количествах, молибденит, халькопирит, пирит, магнетит, гематит (мартит), реже сфалерит, галенит и др. Исследованиями установлено, что указанные минералы в генетическом отношении никакой связи не имеют с ангидрит-гипсовой минерализацией и ассоциируют с ней постольку, поскольку описываемая стадия является наиболее поздней и наложенной на все ранние образования. В текстурном отношении эти руды характеризуются брекчиевидной текстурой, где обломки представлены кварцеворудными образованиями, а цементирующий материал—ангидрит-гипсовой массой (Карамян, Фарамазян, 1959).

3. ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В СВЯЗИ СО СТАДИЯМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На Каджаранском месторождении гидротермально измененные породы пользуются широким развитием, как на Центральном участке, так и на других участках рудного поля. Поэтому почти все исследо-

ватели месторождения в той или иной мере затрагивали вопросы, связанные с гидротермальным изменением вмещающих пород.

Наиболее детальное описание гидротермально измененных пород приводится в работах С. А. Мовсисяна (1941), С. С. Мкртчяна (1958) и А. Г. Казаряна (1958).

В работах С. А. Мовсисяна и С. С. Мкртчяна приводится общее описание гидротермально измененных пород. В зависимости от сохранности первичных минералов гидротермально измененные породы ими подразделяются на свежие, слабо измененные и сильно измененные. При этом к слабо измененным разностям относятся монцониты, в которых на фоне измененных лейкократовых минералов отчетливо выделяются чешуйки биотита, а к сильно измененным относятся те, где первичные минералы полностью (более 85—90%) переработаны во вторичные.

В работе А. Г. Казаряна гидротермальное изменение пород рассматривается в зависимости от той или иной стадии минерализации. Он считает, что изменение вмещающих пород месторождения происходило в два этапа: гидротермальное гипогенное изменение, синхронное с процессами рудной минерализации (серицитизация, хлоритизация), и гипергенное изменение вмещающих пород, выраженное аргиллизацией (карбонатизация, каолинизация), при этом последнее на месторождении пользуется более широким развитием. Наиболее интенсивное гидротермальное изменение сопровождается кварц-молибденитовую, кварц-халькопиритовую и кварц-пиритовую стадии минерализации.

Изучение распределения и характера гидротермально измененных пород месторождения позволило выявить факты, которые говорят скорее в пользу гипогенности аргиллизации, чем гипергенности, хотя не исключена возможность, что часть аргиллизации есть результат гипергенных процессов. Так, утверждение, что с глубиной аргиллизация ослабевает, не подтверждается изучением геологических планов и разрезов месторождения: иногда мощные зоны аргиллизированных пород располагаются непосредственно под слабо аргиллизированными породами верхних горизонтов. Кроме того, часто наблюдается экраняющая роль даек порфиров и мощных кварцевых жил в отношении аргиллизации. В таких случаях в лежащем боку указанных структур отмечается мощный ореол аргиллизации, тогда как висячий бок не несет следов аргиллизации или она представлена очень слабо. Такое расположение аргиллизированного ореола, безусловно, говорит о том, что изменения вмещающих пород вызваны восходящими растворами, а не нисходящими. Однако по имеющимся материалам трудно установить место аргиллизации в общем ходе гидротермального рудообразования, в связи с чем мы склонны условно считать, что процессы аргиллизации, имея гипогенное происхождение, проявились несколько позже карбонатной стадии.

Исследования показали, что наиболее интенсивное гидротермальное изменение, отличное от аргиллизации, сопровождает промышленно важные стадии минерализации: кварц-молибденитовую, кварц-халькопирит-молибденитовую и кварц-халькопиритовую. Интенсивно проявлено также изменение вмещающих пород в связи с кварц-пиритовой стадией минерализации. На рис. 8 приведено схематическое графическое отображение характера и интенсивности гидротермального изменения вмещающих пород месторождения в зависимости от тех или иных стадий минерализации.

4. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И СООБРАЖЕНИЯ О ХАРАКТЕРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Изучение минерального состава каждой из стадий минерализации показывает, что одни и те же минералы образуются в нескольких стадиях минерализации. Кроме того, иногда различие между стадиями минерализации в основном заключается в различных количественных соотношениях между главными рудообразующими минералами (рис. 9). Такая растянутость процесса минерализации обязана, по-видимому, глубоко протекающей дифференциации источника оруденения.

На месторождении в процессе формирования минеральных типов намечается следующая последовательность:

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
Кварц - магнетитовая	Окварцевание	-----
Кварц - полевошпатовая	Полевошпатизация (?)	-----
Кварц - молибденитовая	Серицитизация, слабая хлоритизация	=====
кварц - халькопирит - молибденитовая	Серицитизация, слабая хлоритизация	=====
Кварц - халькопиритовая	Серицитизация с окварцеванием	=====
Кварц - пиритовая	Серицитизация с окварцеванием и пиритизацией (березитизация?)	=====
кварц - сфалерит галенитовая	Серицитизация с окварцеванием и пиритизацией (березитизация?)	=====
Карбонатная	Карбонитизация, аргиллизация (?)	=====
Халцедоновая	Не проявляется	
Ангидрит - гипсовая	Огипсование, слабая хлоритизация	-----

*) Толщина линии указывает на интенсивность проявления

Рис. 8. Схема интенсивности и характера проявления гидротермальных изменений по стадиям минерализации.

Стадии минерализации \ Минералы	Магнетит	Молибденит	Халькопирит	Пирит	Борнит	Висмут и медно-висмут	Эмалит и люцит	Теннантит и желвак	Сфалерит/галенит
Кварц - магнетитовая	=====	-	-	-	-				
Полевошпатовая		=====	-	-					
Кварц - молибденитовая		=====	-	-					
Халькопирит - молибденитовая		=====	=====	-	-	-	-	-	-
Кварц - халькопиритовая	-	=====	=====	=====	-	=====	=====	=====	=====
Кварц - пиритовая	-	-	=====	=====	-	=====	=====	=====	=====
Полиметаллическая		-	=====	=====	-	-	=====	=====	=====
Карбонатная				-					
Халцедоновая									
Гипс - ангидритовая									

— Длина линии показывает сравнительное распространение указанного минерала в процессе минерализации

Рис. 9. Количественные соотношения проявления главных рудных минералов по стадиям минерализации.

а) в наиболее ранние высокотемпературные стадии происходит отложение в основном окислов (гематит, магнетит, ильменит);

б) в среднетемпературные стадии образуются сульфиды—основное промышленное оруденение;

в) в средне- и низкотемпературные стадии образуются сульфиды (в основном сфалерит, галенит), сульфосоли, теллуриды, самородные элементы, карбонаты и сульфаты.

Соответственно изменяется окислительно-восстановительный потенциал рудообразующих растворов: в начале гидротермального этапа растворы характеризуются высоким окислительным потенциалом, который в средних стадиях значительно спадает и снова повышается в конечных стадиях минерализации. Известно, что изменение окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования обусловлено главным образом режимом серы и кислорода (Бетехтин, 1955). Следовательно, парциальное давление и серы и кислорода также меняется в течение всего периода рудообразования.

Детальное минераграфическое изучение руд позволило определить последовательность образования меняющихся по составу минеральных агрегатов, вскрыть некоторые закономерности сочетания совместно образующихся минералов и закономерности смены этих парагенетических ассоциаций во времени и пространстве (рис. 10).

Наблюдаемые парагенетические ассоциации минералов в основном можно свести к двух-, трех- и четырехкомпонентным физико-химическим системам (табл. 1), наиболее важные из которых достаточно хорошо освещены в литературе (Бетехтин, 1949, 1950, 1955).

Таблица 1

Важнейшие компоненты руд и соответствующие им парагенетические ассоциации минералов

Важнейшие компоненты	Парагенетически ассоциирующие минералы
Mo, S, Si, O	Молибденит, кварц
Fe, O, Si	Гематит, магнетит, кварц
Cu, Fe, S, Si, O	Пирит, халькопирит, иногда борнит, кварц
Cu, As, S, Si, O	Энаргит, люпонит, теннантит, кварц
Cu, Bi, S	Висмутин, эмплектит, клапролит, виттихенит
Zn, Pb, S, Si, O	Сфалерит, галенит, кварц
Pb, Cu, Sb, S	Галенит, бурнонит, тетраэдрит
Pb, Cu, Bi, S	Висмутин, галеновисмутин, айкинит, галенит
Pb, Ag, Au, Bi, Te	Алтант, гессит, петцит, креннерит (калаверит), теллуrowисмутит, самородные—висмут, золото теллур

1. Mo—S. Наиболее важная ассоциация в промышленном отношении. Образование молибденита в рудах обусловлено только лишь наличием в растворах Mo и S, ибо молибденит в рудах обычно выделяется одним из первых среди сульфидов. Кроме того, наличие молибденита в сульфидных рудах устанавливается уже при содержании 0,01% Mo в общей минеральной массе. Очевидно, такое поведение молибдена обусловлено сильным сродством молибдена с серой. Наиболее характерными минералами-спутниками молибденита во всех стадиях минерализации являются кварц и халькопирит.

2. Cu—Fe—S—O. Отмечается в основном в наиболее ранней кварц-магнетитовой стадии. В этой ассоциации, в зависимости от концентрации тех или иных компонентов, образуются магнетит, гематит, пирит, халькопирит, борнит. Подробный анализ системы рассмотрен А. Г. Бетехтиным (1950).

Количественные содержания минералов в пробах

Рис. 10. Схема последовательности выделения минералов по стадиям минерализации.

163

4. Cu—As—S. Отмечается в нескольких стадиях минерализации. В этой ассоциации образуются люцит или энартит и теннантит. При этом указанные минералы образуются не только непосредственным отложением, но и в виде реакционно-метасоматических каемок замещения халькопирита. Эти минералы образуются следующим образом: в конце каждой из стадий, где отмечается присутствие энартита, люцита или теннантита, концентрация Cu в гидротермальных растворах сильно падает, в связи с чем концентрация As относительно Cu возрастает. При этом концентрация As иногда повышается настолько, что часть меди заимствуется из уже ранее отложенного халькопирита. Образование энартита или люцита и теннантита при прочих равных условиях зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования—теннантит образуется в более восстановительных условиях.

5. Cu—Bi—S. Отмечается главным образом в кварц-халькопиритовой стадии минерализации. Минеральными продуктами данной ассоциации являются висмутин и продукты взаимодействия Bi-содержащих растворов с халькопиритом или блеклой рудой. Эта ассоциация представлена чередующимися метасоматическими каемками вокруг висмута—здесь образуются каемки эмлектита ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$), клапротолита ($2\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$), виттихенита ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$) и, наконец, халькопирита или блеклой руды. Очевидно, это обусловлено воздействием Bi-содержащих растворов на медные минералы с последующим отложением медно-висмутовых минералов от богатого медью виттихенита до висмута, вовсе лишенного меди.

6. Zn—S. Отмечается в основном в кварц-сфалерит-галенитовой и кварц-халькопиритовой стадиях минерализации. Представлен единственным минералом—сфалеритом.

7. Pb—Cu—Sb—S. Эта ассоциация проявляется в конце кварц-сфалерит-галенитовой стадии, где образуются галенит, тетраэдрит, бурнонит. Обычно бурнонит отмечается в приконтактных участках галенита с тетраэдритом. Взаимоотношения галенита с бурнонитом и последнего с тетраэдритом позволяют предполагать, что образование их происходило в последовательности: галенит—бурнонит—тетраэдрит. При этом бурнонит образуется исключительно метасоматически в результате воздействия наиболее поздних Sb-содержащих растворов на галенит.

8. Pb—Cu—Bi—S. Отмечается главным образом в кварц-халькопиритовой стадии минерализации в виде парагенезисов, представленных висмутином, галеновисмутином и айкинитом. Сульфовисмутиты свинца проявляются исключительно в виде реакционных каемок, развивающихся вокруг Bi-содержащих минералов.

9. Pb—Ag—Au—Bi—Te. Является одной из интересных ассоциаций, образующих большую группу минералов, начиная от самородных и кончая теллуридами свинца, серебра, золота и висмута. Проявляется в самых конечных порциях кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Образование этой группы минералов обусловлено повышением концентрации Ag, Au, Bi и Te в остаточных растворах. При этом повышение концентрации указанных элементов, по-видимому, происходит постепенно.

Многочисленные наблюдения показывают, что отложение теллуrowисмута происходит в структурах пересечения агрегатов пирита, а тетрадимита—замещением полей халькопирита, откуда, по-видимому, заимствуется сера. Алтаит и самородный теллур распространены в большинстве случаев в минеральных ассоциациях с галенитом, при

этом с последним контактирует алтаит, но не самородный теллур; гессит и петцит не отмечаются вне полей галенита. Эти взаимоотношения позволяют предполагать, что начало образования теллуридов совпадает со временем завершения выделения галенита, являющегося одним из самых поздних сульфидов кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

Изучение возрастных взаимоотношений различных минеральных групп, а также стадий минерализации позволяет наметить следующую последовательность выноса главных рудообразующих металлов: Mo—Cu—Fe—Zn—Pb .

Как видно из рис. 9 и 10 максимальный вынос молибдена приурочен к кварц-молибденитовой стадии минерализации. Время выноса основной массы меди значительно отстает от молибдена и приурочено в основном к кварц-халькопиритовой стадии минерализации.

Далее следует стадия существенно пиритового оруденения, в период которой происходит образование основной массы пирита. Как правило, наиболее ранние стадии минерализации бедны пиритом и постепенно с развитием гидротермального процесса роль пирита возрастает вплоть до существенно пиритовой стадии. Позднее проявление пиритовой стадии, по-видимому, обусловлено значительным обеднением поздних растворов молибденом и медью и, наоборот, значительным относительным обогащением железа при общем повышении парциального давления серы.

Сфалерит и галенит наибольшее развитие имеют в кварц-сфалерит-галенитовую стадию минерализации, хотя их присутствие отмечается и в некоторых других стадиях минерализации.

Максимум развития висмутовых минералов приходится на кварц-халькопиритовую стадию минерализации.

Мышьяковые минералы также присутствуют во многих стадиях минерализации, однако максимальным развитием пользуются в кварц-халькопиритовой стадии минерализации.

Минералы теллура—теллуриды и самородные элементы отмечаются в конце кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, замыкая процесс отложения рудных минералов.

Обобщение данных наблюдения структурно-текстурных особенностей руд, их минерального состава, а также характера и степени гидротермального изменения вмещающих пород позволяет сделать следующие выводы:

1. Руды Каджаранского медно-молибденового месторождения генетически связаны с высоко-среднетемпературными гидротермальными растворами. Рудные компоненты (Mo , Cu , Fe , Zn , Pb и др.) переносились гидротермальными растворами в виде сложных воднорастворимых ионномолекулярных соединений. Минералообразование представляется как результат труднорастворимых продуктов химических реакций. Таким путем образовались руды прожилково-вкрапленного типа. Весьма возможно, что часть рудных компонентов (Fe , Cu) заимствовалась из вмещающих пород при их выщелачивании.

2. В начальные стадии гидротермального этапа рудообразования минерализующие растворы имели более или менее кислый состав и сравнительно высокий окислительный потенциал. Об этом свидетельствует характер изменения вмещающих пород (главным образом окварцевание), а также образование таких минералов, как гематит, магнетит, рутил, ильменит.

3. В средние стадии минерализации роль кислорода падает и, наоборот, повышается роль серы. Характер растворов становится

преимущественно нейтральным или слабощелочным. Эти стадии минерализации характеризуются главным образом серицитизацией и пиритизацией боковых пород и отложением главной массы сульфидов меди, железа, цинка, свинца и др. Повышение восстановительного потенциала приводит к псевдоморфному замещению гематита магнетитом—образованию мушкетовита.

4. Поздние стадии минерализации характеризуются повышением парциального давления кислорода и CO_2 в гидротермальных растворах. Низкая температура растворов, а также присутствие CO_2 способствуют карбонатизации и отложению больших количеств карбонатов Ca , Fe и Mn . Дальнейшее повышение окислительного потенциала приводит к эндогенной каолинизации, слабому огипсованию вмещающих пород и отложению в локальных участках гипогенного гипса и ангидрита.

5. Изменение характера гидротермальных растворов во времени прослеживается также в каждой из стадий минерализации. Так, начало почти всех стадий минерализации характеризуется окварцеванием вмещающих пород, а также незначительной минерализацией магнетита и реже гематита и рутила. В дальнейшем роль кислорода падает, рудоносные растворы откладывают сульфиды: пирит, молибденит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и др.; вмещающие породы подвергаются интенсивному гидротермальному изменению—серицитизации с пиритизацией. В конечных порциях гидротермальных растворов роль кислорода снова повышается. Последним обуславливается образование псевдоморфоз энаргита по теннантиту, мартитизация магнетита и др.

III. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минеральный состав руд Каджаранского медно-молибденового месторождения представлен ассоциациями, типичными для медно-молибденового семейства руд.

К наиболее ранним работам, характеризующим минералогию месторождения, принадлежат исследования П. М. Замятина и И. Н. Чиркова (1937), С. А. Мовсисяна (1941), И. С. Вольнского (им просмотрена коллекция П. П. Цамеряна), С. С. Мкртчяна (1958), И. Г. Магакьяна, З. В. Рупасовой и других.

Специальным изучением минерального состава руд занимались М. П. Исаенко (1956, 1959), Г. О. Пиджян (1960), Е. А. Акопян (1960).

Предметом наших исследований на месторождении явилось всестороннее изучение минералогии и геохимии руд месторождения. Исследование проводилось путем детального изучения руд в отраженном свете с привлечением химических, спектральных, микроспектральных и рентгенографических методов.

Следует отметить, что по предварительным данным предыдущих исследователей (И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна) были указания о содержании в сульфидах руд месторождения высоких концентраций редких элементов: Re , Se , Te и др. В связи с этим при наших исследованиях особое внимание уделялось поискам самостоятельных минералов указанных элементов. С этой целью были изучены также полированные шлифы, изготовленные из дубликатов проб—порошков. В результате в составе руд была установлена новая, не известная ранее на месторождении минеральная ассоциация, представленная минералами теллура—теллуридами, а также ряд других минералов, принадлежащих к группе сульфосолей висмута и свинца.

Руды месторождения характеризуются большим многообразием минерального состава, а также наличием здесь различных структур и текстур.

Детальные исследования руд месторождения в штуфах и полированных шлифах в настоящее время позволяет с полной уверенностью

Таблица 2

Перечень гипогенных и гипергенных минералов, описанных в рудах
Каджаранского месторождения

	Г и п о г е н н ы е		Г и п е р г е н н ы е
	Рудные	Жильные	
Главные	Халькопирит Пирит Молибденит Сфалерит Галенит Магнетит	Кварц Серицит Карбонат (анкерит) Каолинит Хлорит	Лимонит Лампадит Малахит
Распространенные	Гематит (мартит) Энаргит Люшонит Рутил Висмутин Эмплектит Клапротолит* Виттихенит Теннантит Тетраэдрит Борнит	К—шпат (ортоклаз) Биотит Гипс Кальцит Адуляр	Си-Мп-смоляная руда Азурит Ярозит Гипс Борнит Ковеллин
Редкие	Галеновисмутит* Алтаит* Гессит* Ильменит Пирротин**		Куприт Каолинит Галлуазит Хризоколла Брошантит Феррикупрохалькантит Повеллит Ферримолибдит Халькозин
Очень редкие	Золото самородное Теллурид самородный* Висмут самородный* Креннерит** Аргентит Бурнонит* Петцит* Айкинит* Теллуридовисмутит* Тетрадимит (?) * Станнин** Шеелит Мушкетовит		Самородная медь Смитсонит Церуссит Каламин Барит Мелантерит Халькантит Фиброферрит

* Минералы, описанные автором впервые.

** Минералы, не обнаруженные автором, однако, отмеченные другими исследователями.

утверждать об отсутствии здесь колломорфных структур или их реликтов.

Все гипогенные рудные минералы месторождения представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми структурами отложения или

метасоматического замещения и, реже, структурами распада твердых растворов.

В связи с многостадийностью формирования руд месторождения, а также интенсивно проявленной здесь послерудной тектоникой основная масса первичных минералов катаклазирована с образованием различных структур давления. Следует отметить, что при динамометаморфизме образование тех или иных структур давления находится в прямой зависимости от механических свойств минералов.

В настоящее время различными исследователями в рудах месторождения отмечается около 70 минеральных видов (табл. 2), одна треть которых имеет гипергенное происхождение. Такое разнообразие минерального состава руд, очевидно, обусловлено сложностью физико-химических условий их формирования.

Среди такого большого количества рудных минералов главными являются всего 7—8 видов, а промышленную ценность представляют в основном два: молибденит и халькопирит. Главные и большинство распространенных минералов руд проявляются в нескольких генерациях, которые довольно четко устанавливаются по своим структурным и кристаллографическим особенностям, качественному и количественному составу рассеянных элементов (Re, Se, Te и др.), характеризующих ту или иную генерацию и, наконец, по парагенетическим ассоциациям минералов.

Ниже приводится описание минералов руд месторождения. Порядок изложения материала следующий: вначале приводятся общие сведения о распространенности минерала, затем следует его подробное описание по макро- и микроскопическим наблюдениям, особенности химического состава и структуры для каждой генерации в отдельности.

Все описываемые минералы месторождения объединены в две группы: гипогенные и гипергенные. В пределах первой, сперва приводится описание рудных минералов, а затем жильных. Порядок описания в каждом из отделов приведен согласно системе Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна (1953).

1. ГИПОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

а. Рудные

Самородное золото (Au). На месторождении впервые описано Г. О. Пиджяном (1960) в двух шлифах в ассоциации с лимонитом, взятых из окисленных руд. Нами самородное золото отмечено в одном шлифе образца кварц-пиритовой стадии минерализации в жиле № 6, а также в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, где золото встречается достаточно часто в тесной ассоциации с минералами теллура; особенно часто встречается оно в полях галенита и блеклой руды—тетраэдрита.

Самородное золото в шлифах обычно представлено мельчайшими каплевидными или неправильной формы выделениями, размеры которых варьируют в пределах нескольких микрон (рис. 11). В ассоциации с гесситом и петцитом представлено в виде тонких волосовидных (дендритовидных) прожилков, пересекающих совместные выделения указанных минералов.

Для определения содержания золота в рудах и отдельных продуктах некоторых руд нами лабораторным путем были получены концентраты отдельных продуктов руд, в которых определялось содержание золота и серебра пробирным анализом.

Данные о содержании Au, Ag и других компонентов руд приведены в табл. 3.

Данные наблюдения полированных шлифов, а также анализов различных продуктов позволяют сделать следующие выводы:

1. Золото на месторождении проявляется преимущественно в рассеянной в сульфидах (халькопирит, пирит) форме. Небольшая часть золота (его высокие концентрации), преимущественно в виде включений самородного золота и теллуридов, связана с рудами кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

2. Между содержанием Au и Ag не наблюдается корреляционной зависимости. Отношения Au:Ag варьируют в больших пределах.

3. В рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации заметна слабо выраженная положительная корреляционная зависимость между содержаниями Au и Ag, с одной стороны, и Te—с другой: с повышением содержания Te по-

вышается содержание Au и Ag (особенно золота). Наиболее высокие содержания Au и Ag устанавливаются в галенитовом концентрате.

4. Преобладающая часть Ag и, по-видимому, все Au в кварц-сфалерит-галенитовых рудах связаны с теллуридами Au и Ag, а также с включениями самородного золота.

Самородный висмут (Bi). На месторождении впервые описан автором (Фарамазян, 1958). Принадлежит к очень редким минералам. Отмечен лишь в нескольких шлифах в виде редких выделений величиной 0,01—0,05 мм. Минерал ассоциирует с галенитом, блеклой рудой и, возможно, теллуридовыми минералами, совместно с которыми тонкими прерывистыми прожилками пересекает поля сфалерита.

Цвет минерала в отраженном свете белый со слабым розовым оттенком. Рельеф низкий. Отражательная способность визуальна значительно выше галенита и оценивается ~ 70%. В воздухе анизотропия минерала проявляется очень слабо (иногда незаметно); в масле анизотропия усиливается. Двуотражение едва улавливается лишь в масле в сростках зернистых агрегатов. Наличие Bi и отсутствие Te подтверждено микрохимической реакцией и микроспектральным анализом.

Отложение описываемого минерала, по-видимому, предшествовало выделению теллуридов минералов—тетрадимита и теллуридов висмута.

Самородный теллур (Te). На месторождении впервые описан автором (Фарамазян, 1958). Принадлежит к редким минералам руд. Встречается в ассоциации с алтаитом, гесситом и петцитом в прожилках и жилах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

Встречающиеся формы выделения в полированных шлифах обладают каплевидными и сферическими очертаниями. Часто в полях галенита, реже блеклой руды, образует субграфическую структуру прорастания (рис. 12). Полируется хорошо. Рельеф ниже алтаита и



Рис. 11. Выделение самородного золота (белое) в полях блеклой руды (Te) и галенита (Ga). Полир. шлиф. Масляная иммерсия. $\times 720$.

заметно ниже галенита. В сростаниях с галенитом и халькопиритом белый со слабым кремовым оттенком; с алтаитом—нежно-коричневатый; в сростаниях с самородным висмутом коричневатый оттенок выражен сильнее.

Таблица 3

Результаты анализов Au и Ag (пробные анализы)*
и основных компонентов-носителей (химанализы)

Краткая характеристика пробы и номер образца	Содержание, %					Содержание, г/т		Отноше- ние Au: Ag
	Cu	Fe	Zn	Pb	Te	Au	Ag	
Медный концентрат, по- лучен лабор. раторной фло- тацией кварц-халькопи- рит молибденитовой штуфной пробы. Обр. 4/58	31,8	—	—	—	0,003	2,4	91,1	1:38
Медный концентрат, по- лучен лабораторной флотацией кварц-халь- копиритовой штуфной пробы. Обр. 45/58	30,50	—	—	—	0,0006	0,4	70,6	1:177
Пиритовый концентрат, получен лабораторной флотацией кварц-пирит- овой штуфной пробы. Обр. 2/К—20/58	—	46,4	—	—	0,0016	0,9	32,4	1:37
Кварц-сфалерит-галени- товая штуфная проба. Обр. 27/59	1,00	—	2,21	1,18	0,007	1,06	15,7	1:15
Продукты флотации пробы 27/59								
а) пиритовый концентрат	5,96	30,00	3,02	6,13	0,022	1,4	45,4	1:32,4
б) медно-молибденовый концентрат	6,17	26,2	7,5	4,2	0,018	1,2	35,6	1:29,7
в) цинковый концентрат	0,68	4,00	40,4	0,43	0,037	8,75	32,75	1:3,7
г) свинцовый концентрат	0,75	6,32	17,17	42,3	0,068	19,41	86,13	1:4,4
Мономинеральный отбор галенита. Проба 27/59	0,10	—	—	86,10	0,16	41,73	154,6	1:3,7

* Пробирные анализы Au и Ag произведены С. П. Манукяном в пробирной лабора-
тории Алавердского медно-химического комбината.

В скрещенных николях выявляет сильную анизотропию без цвет-
ных эффектов. В параллельных николях в сростках различно ориенти-
рованных зерен обладает заметным двуотражением: R_g —белый с едва
заметным розовым оттенком $> R_p$ —светло-коричневатый. Отражатель-
ная способность в светлом положении почти равна таковой алтаита,
в темном положении—заметно ниже (~ 50 — 52%). При наблюдении в
масле описанные свойства становятся более отчетливыми. В скрещен-
ных николях ясно заметны удлиненные (по-видимому, призматические)
кристаллические индивиды.

Качественное испытание на присутствие Те было проведено локаль-
ным спектральным анализом, в результате которого на спектрограммах
были получены сильные линии Те при полном отсутствии Bi.

Структурно-текстурные особенности описываемого минерала и взаимоотношения с ассоциирующими минералами указывают на наиболее позднее его выделение из сильно обогащенных теллуrom растворов. При этом часть Те вступает во взаимодействие с галенитом и образует алтаит, а избыток его выделяется в виде самородного теллура.

Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3). На месторождении описывается впервые. Очень редкий. Встречается в рудах кварц-сфалерит-галенито-

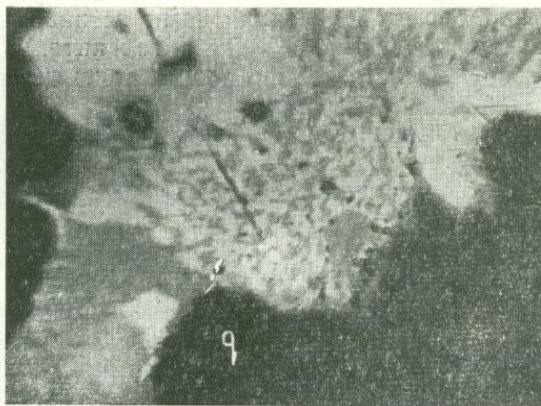


Рис. 12. Субграфическая структура самородного теллура (Te) в полях галенита (Ga), черное — кварц. Полир. шлиф. х450.

вой стадии минерализации в ассоциации с другими теллуридами. Характеризуется микроскопическими размерами выделений, редко достигающими 0,01 мм в поперечнике.

В отраженном свете белый с нежно-розовым оттенком, заметным лишь при сравнении с «исключительно белыми минералами» (алтаит, галенит). Отражательная способность выше пирита и визуально оценивается 55—60%. Свойства анизотропии в воздухе проявляются слабо, однако в хорошо отполированных выделениях довольно заметно. Сравнительно лучше заметно при наблюдениях в масляной иммерсии. В скрещенных николях заметны удлиненные и изометрические кристаллические индивиды, что позволяет предполагать о пластинчатой форме кристаллических зерен.

Сравнение свойств в отраженном свете, а также наличие Bi в составе описываемого минерала с теллуrowисмутитом из Калерского месторождения, описанного автором (Меликсетян и др., 1960), позволяют отнести его к теллуrowисмутиту.

Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$). На месторождении описывается впервые. Исключительно редкий. Встречается в основном в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации и редко в кварц-халькопиритовых прожилках в ассоциации с висмутином и медно-висмутовыми минералами в полях халькопирита.

В отраженном свете характеризуется белым цветом с кремовым (слабо-желтым) оттенком и высокой отражательной способностью. При сравнении с пиритом отражательная способность визуально оценивается почти равной. Анизотропный. В воздухе при скрещенных николях анизотропия проявляется очень слабо, в масле заметна в различно ориентированных кристаллических индивидах. Двуотражение

заметно лишь в масле. В отличие от теллуrowисмутита характеризуется более низкой отражательной способностью и кремовым оттенком. Полируется плохо. Рельеф низкий—значительно ниже халькопирита.

По-видимому, образуется в результате взаимодействия Bi -содержащих растворов с халькопиритом.

Аргентит и штернбергит (?) (Ag_2S и AgFe_2S_3). Аргентит впервые отмечен С. А. Мовсесяном (1941) в виде мелких включений в полях галенита. В ассоциации с аргентитом З. В. Рупасова отмечает в одном случае штернбергит. Последний нами не наблюдался.

Обычно аргентит наблюдается в полях галенита. Формы выделения каплевидные, удлинённые. Последние иногда ориентированы по направлению трещин спайности галенита.

Принадлежность минерала к аргентиту определяется довольно легко: спектральный анализ аншлифов, где отмечается описываемый минерал, показывает резко повышенные содержания серебра в составе галенита (0,1—0,3% и более), тогда как фоновое его содержание в галените составляет величину в 10—20 раз меньшую.

Гессит (Ag_2Te). На месторождении впервые описан автором (Фарамазян, 1958). Принадлежит к числу редких минералов руд. Встре-

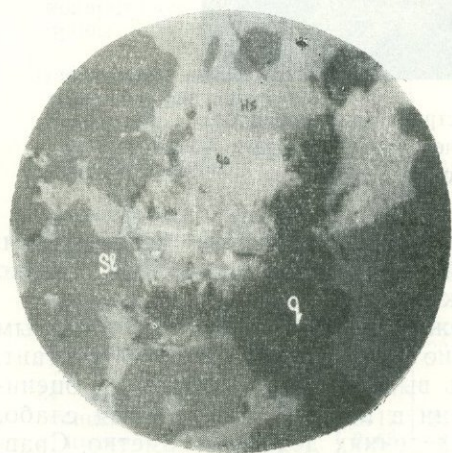


Рис. 13. Тесные взаимопрорастания гессит-петцитового агрегата (Hs) с самородным золотом (белое). Полир. шлиф. $\times 436$.

чается в полиметаллических прожилках, в тесной ассоциации с другими теллуридами и самородным золотом. Особенно характерна ассоциация гессита с петцитом, самородным золотом и минералом из группы креннерит-калаверита (?). Последние обычно встречаются в тесных взаимопрорастаниях в виде очень мелких изометричных выделений в полях галенита (рис. 13). Размеры совместных минеральных выделений указанных теллуридов редко достигают 0,05—0,06 мм в поперечнике.

Обнаружению гессита и петцита (?) в полях галенита способствуют другие сопровождающие минералы (самородное золото, креннерит), которые отчетливее выступают на фоне галенита.

В отличие от галенита гессит характеризуется несколько низкой отражательной способностью, а также наличием нежно-коричневатого оттенка. Последующее изучение гессита в шлифе облегчается, ибо другие кристаллооптические свойства сильно отличаются от таковых галенита. Гессит полируется хуже, чем галенит. Рельеф почти равен рельефу галенита. В скрещенных николях выявляет сильную анизотропию с цветным эффектом в темно-оранжевом и темно-синем тонах. Двухотражение в воздухе незаметно, в иммерсии заметно отчетливо. Внутренние рефлексы отсутствуют как в воздухе, так и в масле.

Принадлежность описываемого минерала к гесситу, кроме кристаллооптических свойств, однозначно подтверждена микрохимией и локальным спектральным анализом.

Петцит (Ag,AuTe_2). На месторождении описывается впервые. Встречается очень редко, исключительно в сростаниях (прорастаниях)

с гесситом в полях галенита. По своим кристаллооптическим свойствам очень похож на гессит (см. гессит) и может быть различим лишь в сростаниях с последним.

В отличие от гессита обладает заметной лишь в масле более низкой отражательной способностью. По другим свойствам почти не отличим.

Тесная ассоциация с гесситом, свойства в отраженном свете, а также наличие Ag и Te позволяют описываемый минерал отнести к петциту.

Борнит (Cu_5FeS_4). Распространенный минерал медно-молибденового семейства руд (Магакьян, 1950). В рудах месторождения встречается в виде вкрапленности, а также небольших выделений в графических сростаниях с халькопиритом.

Наиболее широкое развитие имеет в рудах кварц-магнетитовой стадии минерализации, где он образует тесные сростания с магнетитом, пиритом, халькопиритом и другими сульфидами. В остальных стадиях минерализации встречается очень редко.

Структурные взаимоотношения борнита, наблюдаемые в полированных шлифах, позволяют утверждать, что в последовательности выделения борнит отлагается одновременно или несколько раньше халькопирита, но после магнетита, пирита и молибденита.

Структурным травлением выявляется аллотриоморфная мелкозернистая структура.

Гипогенный борнит на месторождении, в отличие от более распространенного здесь гипергенного, повсеместно несет выделения халькопирита, являющегося результатом распада твердого раствора последнего в борните. Халькопирит в полях борнита представлен в виде удлинённых веретенообразных выделений, образующих типичную решетчатую структуру распада или в виде редких звездчатых выделений.

В виде редких включений в полях борнита отмечаются висмутин и минералы медно-висмутовых сульфосолей. Полуколичественным спектральным анализом устанавливаются следующие элементы: Cu, Fe—основа, Bi—0,1—0,3%; Si, Al, Mg, Ca, Pb, Zn и Ag—0,001—0,10%.

Галенит (PbS). В рудах месторождения не имеет промышленного значения, хотя является распространенным минералом.

Сравнительно широко развит на Атыкыском и Центральном участках. В последнем роль галенита с глубиной повышается. Галенит повсеместно ассоциирует с сфалеритом в прожилках и жилах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Незначительные количества галенита распространены также в кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиях минерализации. В последних галенит обычно ассоциирует с халькопиритом.

Размеры выделений галенита в прожилках и жилах колеблются в широких пределах: от микроскопических до полей размерами в несколько сантиметров.

В последовательности выделения из гидротермальных растворов, обычно среди главных рудообразующих минералов, откладывается одним из последних.

В рудах кварц-халькопирит-молибденитовой и кварц-халькопиритовой стадий галенит находится в тесной ассоциации в основном с халькопиритом, редко с висмутином, галеновисмутитом, айкинитом, медно-висмутовыми минералами—эмплектитом и виттихенитом. Проявление галенита здесь выражено довольно своеобразно. Встречается в

виде очень тонкой порядка 0,001 мм и менее эмульсионной вкрапленности в полях халькопирита. По-видимому, отмечаемые незначительные содержания Pb в халькопирите всецело связаны с включениями галенита. Другая парагенетическая ассоциация, встречаемая очень редко в прожилках кварц-халькопиритовой стадии, представлена ассоциацией галенита с висмутином, галеновисмутитом, айкинитом и некоторых других сульфовисмутитов свинца. Структурные взаимоотношения, наблюдаемые в шлифах, позволяют предполагать, что образование сульфовисмутитов свинца—галеновисмутита и айкинита есть результат реакционно-метасоматического взаимодействия между висмутином и галенитом. В кварц-пиритовой стадии минерализации встречается сравнительно реже; обычно в ассоциации с сфалеритом, халькопиритом и мышьяковыми сульфосолями меди. Наиболее широкое распространение на месторождении имеет галенит в образованиях кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Здесь галенит ассоциирует с пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, энаргитом, люцитом, теллуридами свинца, серебра и золота, а также самородными теллуридом и висмутом. В симметрично-полосчатых жилах и прожилках галенит обычно выполняет внутренние участки, часто выявляя интерстициальную структуру.

В последовательности выделения из гидротермальных растворов выпадает после сфалерита и одновременно или несколько позже халькопирита. С последним часто образует графические структуры замещения. Взаимоотношения с энаргитом и люцитом противоречивые: иногда по трещинкам спайности галенита развиваются тонкие прямолнейные прожилки энаргита, реже галенит образует каемки замещения вокруг выделений энаргита. Кроме того, весьма редко встречается субграфическая структура замещения галенита энаргитом. Блеклые руды (теннантит и тетраэдрит) отлагаются после галенита; здесь широко развиты структуры замещения галенита блеклой рудой. При замещении галенита тетраэдритом в структурах материка и островов часто отмечаются мелкие выделения бурнонита, что свидетельствует о химическом взаимодействии галенита с сурьмусодержащими растворами.

Интересные ассоциации минералов отмечаются в образцах (шлифах) с минерализацией теллуридов минералов. Здесь широко развиты структуры замещения галенита алтанитом, гесситом, петцитом и другими минералами теллуридовой минерализации.

Повсеместно отмечается тесная парагенетическая ассоциация теллуридов с галенитом. В графических структурах галенита с халькопиритом, теллуриды обычно приурочиваются к полям развития галенита, а не халькопирита. В полях последнего отмечаются лишь редкие включения теллуридов. Судя по взаимоотношениям галенита и теллуридов, часть последних образуется в результате взаимодействия теллуридных растворов с галенитом.

Внутренняя структура галенита, выявляемая травлением, аллотриоморфная, обычно мелкозернистая. При динамометаморфизме галенит, как минерал с совершенной спайностью, а также мягкий, раскалывается и подвергается пластическим деформациям, образуя тонкозернистый, местами скрытокристаллический агрегат, подобный свинчаку.

В зоне окисления галенит замещается церусситом, англезитом, ковеллином и редко борнитом, которые обычно образуют каемки замещения вокруг скоплений галенита, а также тонкими «языками» пересекают по трещинам спайности поля последнего.

В табл. 4 приведен полный химический анализ трех мономинеральных проб галенита, отобранных из различных участков и типов руд месторождения.

Кроме того, химическими анализами 10 мономинеральных проб галенита (табл. 5) установлены довольно высокие содержания Se и Te. Следует отметить, что содержание Se и Te сильно отличны для галенита, взятого из разных участков. Примесь Se устанавливается от 0,003 до 0,055%, а Te от 0,0014 до 0,18%. Наиболее высокие содержания Se и Te связаны с галенитом, ассоциирующим с теллуридами.

Таблица 4

Результаты химических анализов галенита*

Элементы	Проба 8/А/58, участок Аткаыз	Проба 27/1/59, Центральный участок, шт. 1—2	Проба 55/38 57, Центральный участок, шт. 38, штр. 6
Pb	85,85	86,10	85,13
Cu	0,10	0,26	0,54
Bi	0,08	0,54	0,18
S	13,70	13,42	13,06
Se	0,0030	0,0550	0,030
Te	0,0014	0,18	0,014
Mo	Не обн.	0,001	0,004
Re	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H.O.	0,05	1,12	1,44
Сумма	99,7844	101,676	101,98

* Анализы произведены аналитиком М. М. Стукаловой (ВСЕГЕИ).

Таблица 5

Содержание Se и Te в галените по данным химических анализов

Номер образца	Место взятия и краткая характеристика образца	Содержание, %	
		Se	Te
8/А/58	Участок Аткаыз		
55/38/57*	Кварц-сфалерит-галенитовая жила Центральный участок, шт. 38, штр. 6	0,0030	0,0014
68/38/57	Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок Центральный участок, шт. 38, штр. 2, расс. 1	0,0300	0,014
60/36/57	Кварц-сульфидная жила № 6 Центральный участок, шт. 36, штр. 6	0,0086	0,0035
38/36/57	Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок Центральный участок, шт. 36, штр. „Б“	0,0060	0,0024
25/32/57*	Вкрапленность галенита в измененной породе Центральный участок, шт. 32, штр. „Б“	0,0040	0,0020
1/1/58/*	Кварц-сульфидная жила 6 Центральный участок, шт. 1—2, шт. 2	0,0260	0,011
6/к/58*	Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок С-Восточный участок, шт. „Капитальная“	0,0250	0,012
57/38/57*	Кварц-сульфидная жила Центральный участок, шт. 38, штр. 6	0,0260	0,074
27/1/59*	Кварц-галенитовый прожилок Центральный участок, шт. 1—2, штр. 2, штр. 6	0,0240	0,021
	Кварц-галенит-сфалеритовый прожилок	0,0550	0,18

* В ассоциации с галенитом в шлифах отмечаются теллуриды Pb, Ag, Au и Bi. Химическим пробирным анализом галенита, отобранного из образца 27/1/59, установлено $\text{As}—41,73$ и $\text{Ag}—154,6$ г/т.

Полуколичественным спектральным анализом мономинеральных проб галенита (24 пробы), отобранных из полиметаллических жил и прожилков, кроме Pb (основа), установлены следующие элементы: Fe, Mn, Mo, Cu, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd и Te.

Часть указанных элементов, по-видимому, входит в состав галенита в виде изоморфной примеси, другая часть присутствует в связи с механической примесью других сульфидов. Так, при сравнении содержаний элементов в пробах галенитов заметно, что с повышением содержания Te одновременно повышается содержание Au, Ag и Bi, другая связь заметна для пары элементов Zn и Cd. Безусловно, в первом случае мы имеем механическую примесь петцита, гессита, тетрадимита (?) или теллуrowисмутита и золотосодержащих минералов, а во втором—сфалерита. Более того, следует отметить, что во всех образцах, где спектрально обнаруживается Te (чувствительность > 0,01%) при микроскопических исследованиях устанавливаются теллуриды Ag, Pb и Bi.

Присутствие Fe, Mn, Mo, Cu, Sb и As в количествах 0,01—0,03% и более, по-видимому, также можно объяснить механической примесью, ибо вряд ли возможно отобрать галенит так чисто, чтобы мельчайшие включения самостоятельных минералов указанных элементов (энаргит, блеклые руды, бурнонит) не загрязнили бы пробы.

Алтаит (PbTe). На месторождении впервые описан автором (1958). Встречается исключительно в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации в ассоциации с сульфидами Fe, Cu, Zn и Pb, а также другими минералами теллура*.

Образует мелкие каплевидные или неправильной формы выделения в главных рудообразующих минералах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Очень редко встречаются выделения алтаита с правильными, прямолинейными очертаниями идиоморфных кристаллов. Особенно характерна тесная ассоциация алтаита с галенитом. В полях последнего алтаит образует мелкие включения, распределенные совершенно незакономерно. Такие включения иногда ассоциируют с самородным теллуrom (рис. 14), гесситом, петцитом.

Алтаит в отраженном свете характеризуется белым цветом с нежно-зеленоватым оттенком, особенно усиливающимся при наблюдениях со средними объективами в полях халькопирита. Полируется хорошо, очень редко заметны треугольники выкрошивания. Легко царапается медной иглой. Рельеф ниже галенита. В полированных шлифах—изотропный как в воздухе, так и в масле.

На рис. 15 приведена кривая дисперсии отражательной способности описываемого минерала, измеренная фотометрическим окуляром с оптическим клином И. С. Волинского (1959). Минералом эталоном при измерении служил галенит. Полученная кривая оказалась идентичной кривой дисперсии отражательной способности заведомо взятого алтаита. Анализ кривой показывает, что отражательная способность алтаита в желтых лучах равна ~ 60%, тогда как в зеленой части спектра

* Первоначально алтаит, как и другие минералы теллура, был отмечен лишь в одном из прожилков полиметаллического состава в шт. 1—2. Однако в дальнейшем детальное изучение шлифов и особенно данных спектральных анализов руд позволило установить описываемый минерал почти на всех горизонтах месторождения. Руководством для поисков минералов теллура служили спектральные анализы руд и минералов: присутствие 0,01% Te явилось достаточным условием наличия теллуридов.

достигает максимума ($\sim 64\%$); что обусловлено зеленоватым оттенком минерала.

При просмотре полированных шлифов в распределении алтаита в прожилках кварц-сфалерит-галенитового состава наблюдается определенная закономерность: количество алтаита более всего обнаружива-

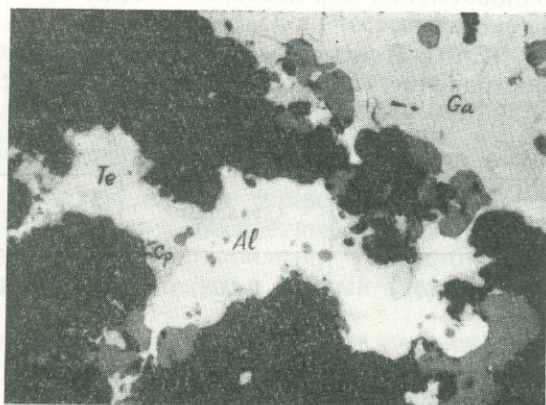


Рис. 14. Выделения алтаита (белое) в полях галенита. Полир. шлиф. $\times 450$.

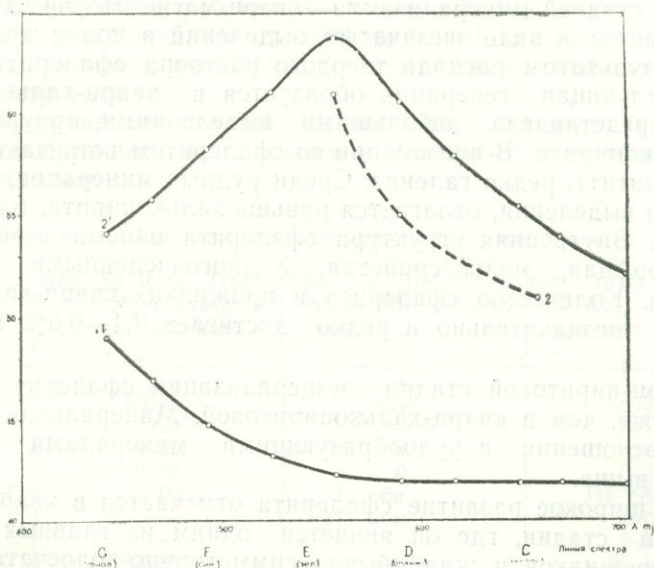


Рис. 15. Кривые дисперсии отражательной способности алтаита. 1—эталон (галенит), 2—алтаит (по Фрику), 2'—алтаит—каджаранский.

ется в полях галенита. Последнее подтверждается также данными химических анализов главных рудообразующих минералов (табл. 6).

Нередко в шлифах наблюдаются участки графической структуры галенита и халькопирита, где алтаит замещает только лишь галенит, не затрагивая халькопирит. Описанные взаимоотношения алтаита и вообще теллуридов с сульфидами позволяют предположить, что послед-

ние выделялись раньше, чем теллуриды, и что алтаит образуется в результате взаимодействия теллуросодержащих растворов с галенитом. Однако иногда по отношению к галениту наблюдаются также противоречивые взаимоотношения. Поэтому нам кажется, что выделение алтаита (теллуридов) происходило позже всех присутствующих здесь сульфидов, но одновременно или несколько позже галенита следующей, более поздней генерации.

Сфалерит (ZnS). В рудном поле месторождения имеет довольно широкое распространение. Встречается почти на всех участках в

Таблица 6

Содержание теллура в минералах кварц-сфалерит-галенитовой стадии (обр. 27/59)

Элемент	Пирит	Сфалерит	Халькопирит	Галенит
Te	0,006	0,008	0,024	0,18

ассоциации с галенитом, халькопиритом, пиритом, сульфосолями сурьмы и мышьяка, а также минералами теллура (теллуридами). Основные текстуры руд, несущие минерализацию сфалерита, являются жильные и прожилковые с симметрично-полосчатым строением и редко вкрапленные.

Наиболее ранняя генерация связана со сравнительно высокотемпературной стадией минерализации—кварц-магнетитовой. Здесь сфалерит встречается в виде звездчатых выделений в полях халькопирита, являясь результатом распада твердого раствора сфалерита в халькопирите. Следующая генерация образуется в кварц-халькопиритовую стадию и представлена небольшими выделениями, приуроченными к полям халькопирита. В ассоциации со сфалеритом встречается блеклая руда (теннантит), редко галенит. Среди рудных минералов, по последовательности выделения, отлагается раньше халькопирита, блеклой руды и галенита. Внутренняя структура сфалерита описываемой генерации аллотриоморфная, мелкозернистая, с многочисленными двойниками скольжения. Количество сфалерита в прожилках кварц-халькопиритовой стадии незначительно и редко достигает 0,4—0,5% поверхности шлифа.

В кварц-пиритовой стадии минерализации сфалерит встречается намного реже, чем в кварц-халькопиритовой. Минеральная ассоциация и взаимоотношения с рудообразующими минералами аналогичны описанной выше.

Самое широкое развитие сфалерита отмечается в кварц-сфалерит-галенитовой стадии, где он является одним из главных минералов. Текстура прожилков и жил обычно симметрично-полосчатая, внешняя полоса пирита постепенно переходит в полосу сфалерита.

На основании ассоциации минералов, цветных оттенков, а также состава элементов-примесей сфалериты описываемой стадии, по-видимому, представлены двумя генерациями:

а) Более ранняя генерация—ассоциирует преимущественно с пиритом, халькопиритом, галенитом, теннантитом, энаргитом и люцонитом. Цвет в основном от темно-зеленого и темно-бурого до совершенно черного. В большинстве анализов описываемая генерация характеризуется изоморфной примесью In (до 0,001%).

б) Поздняя генерация—ассоциирует кроме отмеченных выше ми-

нералов также с цинксодержащим тетраэдритом, бурнонитом и рядом минералов теллура и висмута. Здесь наблюдается большое разнообразие цветов: от совершенно бесцветных до очень темных непросвечивающих разновидностей. Для этой генерации характерной примесью являются акцессорные Ga и Ge, присутствующие в количестве от 0,001 до 0,01—0,03%.

При макроскопическом и микроскопическом изучении заметно, что более светлые разновидности сфалерита обычно тяготеют к внутренним участкам прожилка или жилы. При этом смена темно-окрашенного сфалерита светло-окрашенным часто происходит постепенно, хотя нередко можно наблюдать зерна темно-окрашенного сфалерита, пересекающиеся светло-окрашенными разновидностями.

Наблюдениями бинокулярным микроскопом устанавливается сфалерит следующих оттенков: бесцветный, лимонно-желтый, медово-желтый, оранжевый, кирпично-красный, светло-бурый, темно-бурый, желтовато-зеленый, темно-зеленый и темный (черный, не просвечивающий).

Обычно поля сфалерита усеяны тонкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Возрастные взаимоотношения сфалерита с пиритом в прожилках достаточно четкие. Сфалерит по отношению к пириту ксеноморфен.

Тесные сростания образует сфалерит с халькопиритом и галенитом. Кроме эмульсионной вкрапленности в полях сфалерита, халькопирит здесь образует пересекающие прожилки. Внутренняя структура сфалерита аллотриоморфная с различной величиной зернистости. Размеры зерен колеблются в пределах от 0,001 до 0,1—0,15 мм, редко больше. Обычно большая часть выявленных зерен имеет полисинтетически двойниковое строение.

В табл. 7 приведен полный химический анализ трех образцов сфалерита, отобранных из прожилков кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

Таблица 7

Результаты химических анализов сфалеритов разных цветов

Элементы	Обр. 55 38/57. Проба № 325, черный, не просвечивающий	Обр. 104/ 1/56: Проба № 331, бесцветный	Обр. 104/1/56. Проба № 332, кирпично-красный
Zn	63,00	66,82	66,76
Fe	2,76	0,04	0,13
Mn	0,39	Не обн.	Не обн.
Cd	0,34	0,64	0,36
In	0,0024	Не обн.	Не обн.
Ge	—	Не обн.	0,0018
Ga	—	—	0,0010
S	33,86	32,48	32,57
Нераст. ост.	0,05	—	—
Сумма	100,4024	99,98	99,8228

Из приведенных анализов следует, что темный цвет сфалерита (проба 325) обусловлен примесью железа (2,76%). Пробы 331 и 332 отобраны из одного и того же прожилка и относятся к безжелезистой разновидности—клеюфану.

По содержанию Se и Te сфалериты месторождения, по-видимому, являются наиболее бедными из сульфидов (табл. 8). Повышенные содержания этих элементов обнаруживаются в тех сфалеритах, в сростаниях с которыми устанавливаются мельчайшие включения теллуридов (обр. № 27/59, 25/32/57); в остальных сфалеритах содержания Se и Te не превышают $10^{-3}\%$.

Результаты определения селена и теллура в сфалеритах

Таблица 8

Номер образца	Место взятия и краткая характеристика образца	Содержание, %	
		Селен	Теллур
27/59	Центральный участок, шт. 1—2, штр. 2. Кварц-сфалерит-галенитовый прожилок. Zn-концентрат (Zn-40,4 %)	0,016	0,037
27/59	То же, сфалерит	0,0013	0,008
25/32/57	Центральный участок, шт. 32, штр. „Б“	0,0036	0,014
68/38/57	Кварц-сульфидная жила 6		
	Центральный участок, шт. 38, штр. 2, расс. 1.	0,0007	0,0004
	Кварц-сульфидная жила 6		
8/А/58	Участок Аткиз. Кварц-сфалерит-галенитовая жила	0,0004	0,0002

Следует отметить, что сфалериты Каджаранского месторождения характеризуются бедным и однообразным составом элементов-примесей.

Полуколичественными спектральными анализами различных разновидностей сфалерита (около 45 проб), отобранных из полиметаллических прожилков, обнаруживаются следующие элементы: Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Ag, Bi, Cd, Ga, Ge, In, As, Sb, Te, Zn (табл. 9).

Fe присутствует в количествах от 0,01—0,03 до 1—3%, обуславливая темный оттенок сфалерита.

Cu, Pb, Ag, Bi, As, Sb, Te присутствуют в количестве от 0,01—0,03 до 0,1%. Присутствие их в пробах обусловлено изоморфной примесью в сфалерите, а также механической примесью, ибо иногда минералы, имеющие в основе указанные элементы, со сфалеритом срстают так тесно, что отбор совершенно «чистого» материала не представляется возможным.

Ni, Co, Cd, Ge, Ga и In, по-видимому, полностью входят в кристаллическую решетку сфалерита.

Содержание Ni и Co, по данным спектральных анализов, составляет 0,001—0,003%, редко достигая 0,01—0,03%. Указанные элементы характерны только для темных разновидностей, причем обычно Ni отмечается в темно-зеленых разновидностях, а Co—в темно-бурых. Содержание Cd, по данным полярографических анализов (12 проб), колеблется в пределах 0,10—0,60%. Наиболее высокими содержаниями характеризуется клейофан.

Содержание Ge, Ga и In, по данным спектроскопических и химических анализов, составляет от 0,001 до 0,003%, редко достигая 0,01—0,03%.

Халькопирит (CuFeS_2) широкораспространенный минерал и является одним из промышленно ценных полезных компонентов руд.

На месторождении встречается повсеместно во всех типах пород в виде рассеянной вкрапленности, маломощных кварцево-сульфидных прожилков, а также неправильных выделений в мощных кварц-сульфидных жилах. Несравненно реже отмечается в кварц-турмалиновых

жилах и пегматонидных образованиях. Промышленные концентрации представлены в основном рудами прожилково-вкрапленной текстуры, приуроченными исключительно к породам мондонитового ряда. Проявляется в нескольких генерациях, которые отличаются между собой ассоциацией минералов, характером внутренней структуры, а также геохимическими особенностями. Наиболее важное промышленное

Таблица 9

Химический состав некоторых разновидностей сфалерита
(спектральные анализы)

Элементы	Содержание в процентах					
	Обр. 55/38/57	Обр. 104/1/56		Обр. 57/38/57		Обр. 60/57
	Проба 325, черный	Проба 331, бесцветный	Проба 332, кирпично-красный	Лимонно-желтый	медово-желтый	бурый до темно-бурого
Fe	1—3	0,01—0,03	0,3—1	0,01—0,03	~0,3	≥1
Mn	0,1—0,3	<0,001	0,1—0,3	<0,001	~0,1	0,3
Cu	0,1—0,3	0,003	0,01	0,003—0,01	0,003—0,001	0,03
Ni	0,001	—	—	—	—	—
Co	0,003	—	—	—	—	0,03
Pb	0,1—0,3	<0,003	<0,003	<0,03	<0,03	0,1—0,3
Ag	0,001	0,0003	~0,0003	~0,003	<0,01	≥0,001
Sb	—	<0,01	0,01—0,03	—	<0,01	—
Bi	~0,001	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	0,01	—
Zn	≥10	≥10	≥10	≥10	≥10	≥10
Cd	0,1—0,3	0,3—1	≥0,3	0,3—1	0,3—1	≤0,3
Te	—	≤0,03	—	—	—	—
Ge	—	—	0,003	—	—	—
Ga	—	—	≥0,001	~0,001	—	—
In	~0,003	—	0,001	~0,001	0,001—0,003	—

значение имеют генерации халькопирита кварц-халькопиритовой и кварц-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации. В остальных стадиях минерализация играет подчиненную роль.

В кварц-магнетитовой стадии минерализации халькопирит образует редкую вкрапленность и тонкие прожилки, неравномерно распределенные в магнетит-гематитовой руде массивной текстуры (рис. 16). Обычно выполняет интерстиции магнетита, гематита и шестоватых кристаллов кварца, часто замещая их. Халькопирит здесь распространен также в виде веретенообразных и звездчатых выделений в полях борнита, что, очевидно, возникает в результате распада твердого раствора халькопирита в борните.

В кварц-полевошпатовой и кварц-молибденитовой стадиях минерализации халькопирит имеет незначительное распространение и встречается редко в виде тонкой рассеянной вкрапленности в жильном кварце или К-шпате в тесных срастаниях с молибденитом. С последним образует взаимоотношения, аналогичные описанным выше.

Более широко распространен халькопирит в кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации, в которой он является одним из главных рудообразующих минералов. В прожилках и

жилах этой стадии образует сравнительно большие поля мономинерального агрегата, выделяясь повсеместно явно позже молибденита. Последнее подтверждается наличием здесь типичных структур замещения молибденита халькопиритом, а также «зональной» текстурой



Рис. 16. Халькопирит—пиритовый прожилок (белое) пересекающий кварц-гематитовый агрегат. Полир. шлиф. $\times 24$.

отложения в жилах кварц-халькопирит-молибденитового состава. Иногда в полях халькопирита отмечаются довольно крупные (до 1,5—2,0 см в поперечнике) боченковидные кристаллы молибденита, края которого обычно разъедены халькопиритом. Весьма редко в полях халькопирита встречаются порфириовидные выделения слабо корродированного пирита. В тесной ассоциации с халькопиритом развиты минералы висмута, представленные пластинчатыми агрегатами висмутитина, по краям которого развиваются медно-висмутовые минералы. Совместно с последними иногда наблюдаются мелкие выделения блеклой руды.

Как формы выделения, так и взаимоотношения энаргита и люцонита с халькопиритом аналогичны описанным выше, но количество их здесь намного больше, чем в предыдущих.

В табл. 10 приводится химический состав халькопирита (аналитик М. М. Стукалова, ВСЕГЕИ), отобранного из кварц-халькопирит-молибденитового прожилка.

Таблица 10

Результаты химического анализа халькопирита
(обр. 4/58)

Элементы	Cu	Fe	Bi	S	Se	Te	H. O.	Сумма
Содержание, %	34,57	30,33	0,065	34,01	0,03	0,003	0,33	99,338

Наиболее широкое распространение имеет халькопирит в кварц-халькопиритовой стадии минерализации.

В тесной ассоциации с халькопиритом здесь отмечаются: пирит, молибденит, энаргит, люцонит, блеклая руда, сфалерит, галенит, висмутин, медно-висмутовые минералы, тетрадимит, магнетит. Все перечисленные минералы, кроме пирита, имеют весьма подчиненное значение. Количество пирита в описываемой стадии колеблется от редких мелких включений до 3—4%.

В маломощных кварцевых прожилках халькопирит обычно рассеян в виде тонкой вкрапленности в жильном кварце, а в срединной части он чаще образует сравнительно большие неправильные выделения, ксеноморфные по отношению к мелкошестоватому или зернистому кварцу.

Кроме того, довольно часто халькопирит встречается в виде тонких мономинеральных «волосяных» прожилков. Обычно такие прожилки распространены в сильно гидротермально измененных монцонитах и сопровождаются вкрапленностью халькопирита и пирита. Последние, как правило, приурочиваются к листоватым агрегатам хлоритизированного биотита.

При структурном травлении халькопирита во всех случаях выявляется аллотриоморфная структура с различной величиной отдельных зерен. Взаимоотношения халькопирита с пиритом, молибденитом, висмутином, медно-висмутовыми минералами, а также люционитом и энаргитом аналогичны описанным для предыдущих стадий.

Довольно интересны взаимоотношения халькопирита с галенитом, который очень тонкой неравномерной вкрапленностью устанавливается в выделениях халькопирита, рассеянных в сильно гидротермально измененной породе. Нередко в ассоциации с галенитом отмечаются сульфовисмутиты свинца. Последние, очевидно, парагенетически связаны с галенитом.

Блеклая руда здесь имеет более широкое развитие, образует метасоматические каемки вокруг халькопирита, разъедая и замещая последний.

Химический состав мономинеральных проб халькопирита, отобранных из кварц-халькопиритовых прожилков, приведен в табл. 11.

Таблица 11

Результаты химического анализа халькопирита
из кварц-халькопиритовой стадии минерализации*

Номер пробы	С о д е р ж а н и е э л е м е н т о в , %								Сумма, %
	Cu	Fe	Bi	Pb	S	Se	Te	H. O.	
27/57	33.02	31.59	0.13	—	33.60	0.026	0.01	1.29	99.666
4/57	29.56	30.09	0.21	0.11	32.58	0.025	0.005	7.96	100.540

* Анализы основных элементов произведены М. М. Стукаловой (ВСЕГЕИ); Se и Te определялись Т. Т. Авакян (ИГН АН Армянской ССР).

Несколько повышенное содержание Fe, Bi, Pb и Te в анализируемых пробах объясняется присутствием микроскопических включений, тетрадимита, а также пирита, галенита, сульфовисмутитов свинца—галеновисмутита, айкинита (обр. 4/57).

Следующая генерация халькопирита проявляется в рудах кварц-пиритовой стадии минерализации, где халькопирит имеет подчиненное значение и почти повсеместно цементирует как крупные, хорошо ограненные кристаллы, так и раздробленные агрегаты пирита, образуя типичные брекчиевые и брекчиевидные микротекстуры. Здесь же в тесной ассоциации с халькопиритом отмечаются люционит и энаргит. Иногда по краям последнего метасоматически развивается блеклая руда (теннантит). При этом в контакте блеклой руды с энаргитом наблюдается очень тонкая вкрапленность халькопирита. Последний, по-видимому, образуется в результате метасоматоза энаргита блеклой рудой.

Сравнительно большее распространение имеет халькопирит в кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Здесь его более ранние образования связаны с эмульсионной вкрапленностью в полях сфалерита, возникающей в результате распада твердого раствора халькопирита в сфалерите. Однако основная масса халькопирита данной стадии образуется несколько позже: совместно или

почти одновременно с галенитом. Халькопирит образует линзочки, полоски, тонкие прожилки и неправильные выделения небольших размеров.

Что касается времени выделения халькопирита из гидротермальных растворов, то, по-видимому, он отлагается после пирита, молибденита и сфалерита, но до энаргита, люцонита, блеклой руды, бурнонита и минералов Te и Bi .

Основная масса халькопирита месторождения в целом характеризуется различными вторичными—катакластическими структурами с многочисленными полисинтетическими двойниками (рис. 17). Послед-

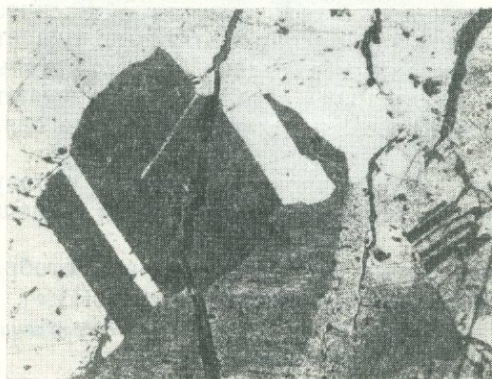


Рис. 17. Полисинтетически двойниковое строение халькопирита. Травлено в парах царской водки. Полир. шлиф. $\times 24$.

нее, очевидно, обусловлено многостадийным характером формирования руд и интенсивно проявленной здесь пострудной тектоникой.

В отношении поведения халькопирита в зоне окисления и слабо развитой здесь зоны вторичного сульфидного обогащения следует отметить, что халькопирит замещается различными гидроокислами железа, карбонатом, силикатами и сульфатами меди, а также халькозином и ковеллином.

В общем балансе меди на месторождении основная роль принадлежит двум стадиям минерализации: кварц-

халькопиритовой и кварц-халькопирит-молибденитовой, подчиненное значение имеют кварц-молибденитовая и кварц-пиритовая стадии минерализации. Значение остальных стадий минерализации подчиненное и на баланс меди в рудах, очевидно, мало влияют (табл. 12).

Таблица 12

Баланс распределения меди (халькопирита) по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Распределение по стадиям, %
Кварц-молибденитовая	5
Кварц-халькопирит-молибденитовая	20
Кварц-халькопиритовая	70
Кварц-пиритовая и прочие	5

Исследованиями И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна было установлено, что сульфиды месторождения, в том числе и халькопирит, содержат редкие элементы Re , Se , Te и др. Поэтому для получения данных по содержанию и закономерностям их распределения в халькопирите разных генераций было изучено около 40 мономинеральных проб халькопирита, взятых из различных участков, горизонтов (рис. 18). Чистота отобранного для анализа халькопирита контролировалась определением содержания нерастворимого остатка (кварца), а также спектральным анализом дубликата пробы и нередко просмотром полированных шлифов, изготовленных из порошка дубликата пробы.

№ п/п	Генерация	Место взятия образца	Стадия образования	Содержание элемента (%)													
				Se	Te	Ni	Co	Mo	Pb	Ag	Sb	As	Bi	Zn	Cd	Te	Sn
1	15/58	Карьер уступ 35	I	85	3												
2	19/59	Карьер уступ 20	I	57	2												
3	30/58	Уч карьер кар	I	82	2												
4	18/56	Уч Довалы шт 41	I	94	2												
5	4/57	Карьер уступ 35	II	104	12												
6	47/58	Карьер уступ 20	III	110	9												
7	43/58	Карьер уступ 35	III	101	5												
8	6/57	Карьер уступ 35	IV	123	8												
9	4/58	Карьер уступ 20	IV	310	30												
10	8/59	Карьер уступ 20	IV	198	8												
11	18/58	Шт 1, штр 2	IV	212	16												
12	26/57	Шт 1, штр 1	IV	46	7												
13	18/57	Шт 32, штр 1	IV	128	12												
14	31/57	Шт 36, штр 1	IV	128	14												
15	15/57	Шт 38, штр 1	IV	186	4												
16	12/57	Карьер уступ 35	V	262	11												
17	17/57	Карьер уступ 35	V	254	14												
18	6/58	Карьер уступ 20	V	246	46												
19	4/58	Карьер уступ 20	V	180	8												
20	1/58	Карьер уступ 20	V	240	8												
21	4/57	Шт 1, штр 2	V	302	53												
22	9/57	Шт 1, штр 1	V	160	31												
23	21/57	Шт 32, штр 1	V	246	110												
24	26/57	Шт 32, штр 1	V	231	46												
25	65/57	Шт 36, штр 6, штр 1	V	194	72												
26	40/57	Шт 36, штр 4, штр 6	V	210	12												
27	15/57	Шт 36, штр 6, штр 8	V	190	35												
28	49/57	Шт 38, штр 1	V	154	9												
29	19/58	Шт 38, штр 1	V	247	9												
30	54/57	Шт 38, штр 1	V	138	8												
31	38/58	Уч карьер кар	V	182	7												
32	14/57	Шт 32, штр 1	VI	191	28												
33	20/57	Шт 36, штр 5, штр 1	VI	164	18												
34	104/56	Шт 1, штр 6	VII	141	180												
35	25/57	Шт 32, штр 6	VII	123	34												
36	60/57	Шт 36, штр 1	VII	195	12												
37	50/57	Шт 38, штр 6	VII	138	110												

Рис. 18. Содержание селена и теллура (химические анализы) и других элементов-примесей (спектральные анализы) в различных генерациях халькопирита.

Содержание Cu в пробах обычно составляло 29—32%, что в пересчете на халькопирит составляет 85—95% халькопирита.

Безусловно, данные этих анализов не могут полностью охарактеризовать халькопирит всего месторождения в целом. Однако для предварительной характеристики изменения содержания Se и Te в халькопирите разных генераций, а также для всего месторождения в целом эти данные достаточно обоснованы, ибо если количество проанализированных проб халькопирита, отобранных из разных стадий минерализации, распределено неравномерно, то почти в таких же количественных соотношениях находится распространенность самого халькопирита на месторождении по стадиям минерализации. Для выяснения формы нахождения, иногда обнаруживаемого в халькопирите рения, химическими анализами наряду с рением определялось также содержание молибдена. Результаты этих анализов показали, что обнаруживаемые незначительные содержания Re в пробах связаны не с халькопиритом, а преимущественно с механической примесью молибденита в пробе. Последнее вполне возможно, если иметь в виду, что молибденит, будучи мягким и марающим минералом, может загрязнять крупинки халькопирита даже во время подготовки пробы.

При изучении данных спектральных анализов проб халькопирита было замечено, что содержание Ge в пробе повышается с повышением содержания мышьяка. Поэтому для выявления зависимости содержания Ge в пробах халькопирита наряду с Cu определялось содержание As и Ge . Результаты этого исследования приведены в табл. 13.

Таблица 13

Результаты анализов «мономинеральных» проб халькопирита на определение Cu , As и Ge

Номер образца	С о д е р ж а н и е, %		
	Cu	As	Ge
49/57	28,64	0,72	0,0018
19/58	26,13	1,16	0,0024
4/58	31,8	0,067	0,0001
45/58	30,5	0,055	0,0001

Результаты этого исследования (табл. 13) показали явную зависимость содержания Ge от As , но не от Cu . Правда, по приведенным четырем анализам вывести какую-либо зависимость содержаний невозможно, однако заметно, что повышение содержания As в пробе ведет к повышению содержания Ge . По-видимому, лишь незначительная часть обнаруживаемого Ge входит в состав халькопирита; в основном же Ge связан с включениями мышьяксодержащих минералов (энаргит, люцит, теннантит), которые присутствуют в пробе в виде механической примеси*.

Спектральные анализы халькопирита разных генераций показывают довольно однообразный состав элементов-примесей, за исключением Ni и Co , которые постоянно и в несколько высоких концентрациях присутствуют в более ранних генерациях.

В пробах постоянно обнаруживаются Mo , Pb , Ag , Bi , As и Zn ; спорадически Ni , Co , Sn , Ge , Ga , Te и Sb . Из них Mo , As , часто Bi и

* При подготовке проб 49/57 и 19/58 для проведения анализов на определение Cu , As и Ge автор старался отбирать зерна халькопирита, в сростании с которыми наблюдались указанные мышьяковые минералы.

Te, нередко Pb и Zn образуют самостоятельные минералы-включения в халькопирите и, следовательно, присутствие их в пробе связано с механической примесью самостоятельных минералов. Ag, Sn, Ni, Co, Ga, Se, часть Pb, Zn, Bi, Te и Ge, по-видимому, входят в кристаллическую структуру халькопирита в форме изоморфной примеси.

Химическим пробирным анализом в двух пробах халькопирита были определены также содержания Au и Ag (табл. 14).

Таблица 14

Результаты пробирных анализов халькопирита
на определение золота и серебра

Номера образцов	Стадия минерализации	С о д е р ж а н и е		
		Cu, %	Au, з/м	Ag, з/м
4/58	Кварц-халькопирит-молибденитовая	31,8	2,4	91,1
45/58	Кварц-халькопиритовая	30,5	0,4	70,6

Обобщая изложенный материал, можно сделать следующие выводы:

1. На месторождении в течение всего гидротермального этапа рудообразования отмечается более 7 генераций халькопирита, выделение которых происходило в каждую из рудоносных стадий минерализации. Промышленные концентрации халькопирита образуются в средние стадии процесса рудообразования: кварц-халькопирит-молибденитовую и кварц-халькопиритовую.

2. Вся минерализация халькопирита на месторождении выделяется из истинных многокомпонентных растворов. Первичная структура халькопирита аллотриоморфная с различной величиной отдельных зерен. Колломорфные структуры отсутствуют полностью.

3. Для халькопиритов месторождения характерны повышенные концентрации селена и теллура, являющиеся структурной примесью. Сколько-нибудь заметные концентрации рения в халькопирите, в пределах чувствительности химических анализов, отсутствуют. Обнаруживаемые незначительные содержания рения связаны преимущественно с механической примесью молибденита в анализируемой пробе.

Станнин ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$). М. П. Исаенко отмечает присутствие эмульсионных выделений станнина, развитых в полях халькопирита. Минерал нами не наблюдался ни в одном шлифе.

Следует отметить, что по данным спектральных анализов содержание олова в некоторых мономинеральных пробах халькопирита составляет 0,001% и менее, что вызывает сомнение в наличии станнина в рудах месторождения.

Пирротин (Fe_{1-x}S). По данным М. П. Исаенко, развит в незначительном количестве в виде тонких микроскопических жилок и выделений, приуроченных к отдельным зернам пирита. Нами не наблюдался ни в одном аншлифе. Присутствие пирротина в рудах Каджаранского месторождения весьма сомнительно, ибо, как известно, пирротин образуется в условиях низкого парциального давления серы и высокой концентрации железа в сильно восстановительной среде. Однако, судя по парагенетическим ассоциациям минералов руд Каджаранского месторождения, здесь в системе $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ анионы серы склонны к образованию спаренных анионов $[\text{S}_2]^{2-}$, образующихся в несколько окислительной обстановке, чем анионы S^{2-} .

Линнеит и зигенит (Co_3S_4 и $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$). Описаны в рудах месторождения Е. А. Акопян (1960) в виде двух очень мелких включений в сплошных полях пирита. Минерал нами не наблюдался.

Висмутин (Bi_2S_3). В ассоциации с халькопиритом в рудах месторождения впервые отмечен З. В. Рупасовой. Относится к распространенным минералам месторождения. Встречается в основном в рудах кварц-халькопиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадий минерализации. Реже в ассоциации с халькопиритом отмечается в рудах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации.

В кварц-халькопиритовых прожилках висмутин ассоциирует с халькопиритом. Встречается в виде удлинённых мелких включений, а также кристаллических агрегатов размерами, достигающими $0,05 \times 0,1$ мм. Выделения висмутита обычно располагаются по краям полей халькопирита; в редких случаях в полированных шлифах устанавливаются участки халькопирита, усеянные тонкими пластинчатыми монокристалльными зернами.

В отраженном свете белый, при сравнении с галенитом приобретает кремовый оттенок. Обладает заметным двуотражением. В светлом положении отражательная способность близка к таковой халькопирита ($R_g \sim 46-48\%$), в темном положении—заметно ниже и приближается к R галенита ($R_p \sim 42-44\%$). В скрещенных николях выявляет



Рис. 19. Выделение висмутита (Bi) с реакционно-метасоматической каемкой эмплектита, виттихенита в полях халькопирита (Cp). Полир. шлиф. Маслян. иммерсия. $\times 915$.

сильную анизотропию без цветных эффектов. Эффект анизотропии и двуотражения сильнее в сростках различно ориентированных индивидов. Полируется хорошо. Внутренние рефлексy отсутствуют. При наблюдении в масляной иммерсии заметны тонкие трещинки спайности (рис. 19). В последовательности выделения висмутин выделяется, по-видимому, одновременно или несколько позже халькопирита. Об этом свидетельствуют наличие тонких прожилков висмутита в полях халькопирита.

Микрохимической реакцией, по Шорту (1934), в минерале устанавливается Bi.

В кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации висмутин встречается в других парагенетических ассоциациях: 1) с эмплектитом, виттихенитом и блеклой рудой (теннантитом); 2) с галенитом, галеновисмутитом и айкинитом.

В таких выделениях внутреннее ядро обычно представлено висмутином, который оконтуривается оторочкой эмплектита. Последний в свою очередь оконтуривается каемкой виттихенита. Самая внешняя каемка представлена блеклой рудой (теннантитом). Контуры срастаний между указанными минералами, как правило, имеют причудливые очертания, что указывает на их реакционно-метасоматический характер происхождения в результате воздействия поздних меденосных растворов на ранее образованные выделения висмутита. Аналогичные структурные взаимоотношения выявляет висмутин с галенитом. Однако здесь во внутренних зонах образуются сульфo-висмутиты свинца: галеновисмутит и айкинит.

Пирит (FeS_2)—распространенный минерал вмещающих пород и руд месторождения. Встречается во всех рудовмещающих и дайковых

породах, экзо- и эндоконтактовых зонах рудного поля, в кварц-сульфидных прожилках, жилах и в виде тонкой рассеянной вкрапленности. В ассоциации с другими рудными минералами всех рудоносных стадий минерализации, за исключением кварц-пиритовой, развит в виде второстепенного минерала. В кварц-пиритовой стадии минерализации пирит выделяется в виде маломощных (до 1—2 см) метасоматических прожилков и вкрапленности в сильно гидротермально измененных породах, а также в трещинах выполнения в основном кварц-пиритового состава.

Метасоматические прожилки обычно сопровождаются мощным ореолом сильно гидротермально измененной вмещающей породы. Изменение выражается в основном серицитизацией совместно с окварцеванием и пиритизацией. Здесь вкрапленники пирита обычно приурочиваются к темноцветным минералам вмещающей породы. Кроме того, зерна пирита часто несут пойкилитовые включения реликтов замещаемых минералов: биотита, кварца, магнетита, гематита и др. Облик кристаллов, образованных метасоматическим путем, обычно представлен гексаэдрическими, пентагондодекаэдрическими кристаллами. При этом размеры вкрапленных зерен колеблются в пределах 0,01—0,5 мм, редко достигая 0,8—1,0 мм. В метасоматических прожилках минерализация представлена в основном пиритом, подчиненное значение имеют кварц и карбонат. Зерна пирита здесь представлены крупными идиоморфными кристаллами, размеры которых иногда достигают мощности самого прожилка (1—2 см). Контакты прожилков нечеткие и ограничиваются гранями идиоморфных пентагондодекаэдрических и гексаэдрических кристаллов пирита.

В прожилках и жилах кварц-пиритового состава пирит по сравнению с кварцем имеет несколько меньшее значение. Количество пирита в таких образованиях составляет 5—6%. Встречается в виде крупных метакристаллов и мелкозернистых кристаллических агрегатов. В отличие от метасоматических образований здесь в тесной ассоциации с пиритом отмечаются халькопирит в сопровождении энаргита, люцитита, блеклой руды, редко сфалерита, молибденита и самородного золота.

Описанные выше генерации (проявления) пиритов кварц-пиритовой стадии минерализации по своему химическому составу отличаются незначительно (табл. 15).

Таблица 15

Результаты химических анализов пирита разных генераций

Элементы	С о д е р ж а н и я э л е м е н т о в , %		
	1	2	3
Fe	44,92	48,41	44,11
S	51,36	51,12	51,17
Se	0,0055	0,0035	0,0080
Te	0,004	0,0001	0,0021
Cu	1,14	0,06	0,08
H. O.	2,36	0,52	4,60
Сумма	99,7895	100,1136	98,9701

1. Обр. 2/к/57. Пирит из кварц-пиритового прожилка с грубозернистым кварцем (повышенное содержание меди обусловлено микровключениями халькопирита). 2. Обр. 3/к-20/58. Пирит из метасоматического пиритового прожилка. 3. Обр. 19/к-20/57. Пирит из сильно гидротермально измененной породы с вкрапленностью пирита.

Довольно широко пирит развит также в образованиях кварц-сфалерит-галенитовой стадии. Пирит этой стадии обычно выделяется одним из первых среди рудных минералов и располагается симметричными полосами во внешних частях прожилка. Редко пирит совместно с сфалеритом и галенитом образует густую вкрапленность в сильно серицитизированной и окварцованной вмещающей породе. Как правило, выделения пирита представлены идиоморфными, хорошо ограненными кристаллами гексаэдрического облика. Агрегаты выделений пирита корродируются и замещаются минерализацией сфалерита, галенита, мышьяковых минералов, теллуридов, а также поздних генераций кварца и карбоната.

Структура всех изученных генераций пирита аллотриоморфная с различной величиной зерен. Иногда при травлении заметна зональная внутренняя структура, обычно представленная зонами роста многоугольных очертаний. Последние чаще выявляются в пирите, образованном в результате заполнения пустот (кварц-пиритовые прожилки, пирит из кварц-сфалерит-галенитовой стадии). В условиях динамометаморфизма пирит, как один из наиболее хрупких рудных минералов месторождения, дробится на обломки, образуя различные узоры микробрекчиевых структур. Иногда наблюдается дробление агрегатов пирита по трещинам отдельности. Часто раздробленные агрегаты цементируются, иногда со слабой коррозией, более поздней минерализацией (рудной или нерудной). Обычно трещинки в пирите залечиваются халькопиритом (рис. 20), сфалеритом, кварцем и карбонатом.

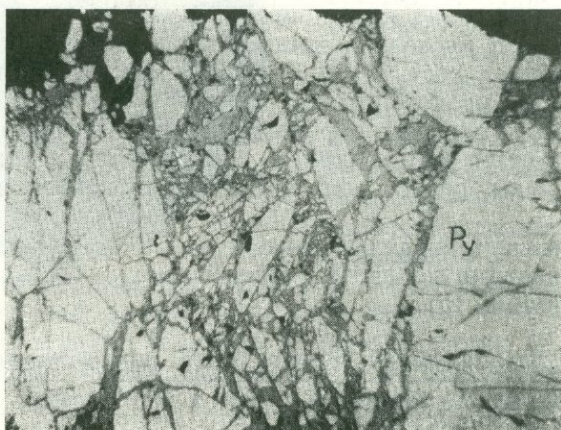


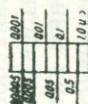
Рис. 20. Микробрекчиевая текстура пирита (Py) цементируется и замещается халькопиритом (Cr).

Полир. шлиф. $\times 160$.

С целью изучения качественной и количественной характеристики элементов примесей в пирите различных генераций было изучено около 20 мономинеральных проб (рис. 21). Установлено, что во всех генерациях пирита содержится Se от 0,004 до 0,0105% и Te—от 0,0001 до 0,012%. При этом наиболее высокие содержания Se и Te связаны с пиритом кварц-сфалерит-галенитовой стадии*.

* Несколько завышенные содержания Se в пробе 60/59 и Te в пробе 27/59, по-видимому, связаны с механической примесью инородных минералов (молибденита, халькопирита, теллуридов).

№ п/п	№ образц	Место взятия образца	Стадия минерализа- ции	Содержание, г/т		Э л е м е н т ы												
				Se	Te	Ni	Co	Mn	Ti	Mo	Cu	Pb	Zn	Ag	Bi	Sb	As	Te
1	19/59	Карьер, уступ 20	I	80	21					—		—	—	—	—	—	—	—
2	47/58	Карьер, уступ 20	III	65	16							—	—	—	—	—	—	—
3	4/57	Шт 1, штр 2	V	60	8							—	—	—	—	—	—	—
4	19/53	Шт 38, 84 м		50	9							—	—	—	—	—	—	—
5	14/57	Карьер, уступ 35	VI	35	1	—	—					—	—	—	—	—	—	—
6	3/56	Карьер, уступ 20		35	1	—	—					—	—	—	—	—	—	—
7	3/57	Шт 32, штр 6		75	6		—					—	—	—	—	—	—	—
8	1/56	Шт 1, штр 2		80	25		—					—	—	—	—	—	—	—
9	3/57	Шт 32, штр 6		60	1	—	—					—	—	—	—	—	—	—
10	15/57	Шт 36, штр 6		30	4	—	—					—	—	—	—	—	—	—
11	62/57	Шт 38, 379 м		40	1	—	—					—	—	—	—	—	—	—
12	85/57	Шт 38, 215 м		75	35		—					—	—	—	—	—	—	—
13	2/57	Шт. Капитальная		55	40		—					—	—	—	—	—	—	—
14	34/56	Шт 1, штр 7		60	3		—					—	—	—	—	—	—	—
15	55/57	Шт 38, штр 6	VII	70	90		—					—	—	—	—	—	—	—
16	27/59	Шт 32, штр 6		90	120	—	—					—	—	—	—	—	—	—
17	60/59	Уч Амкус		105	95		—					—	—	—	—	—	—	—



Содержание элемента (%)



— Элемент не обнаружен или не определяется

Рис. 21. Содержания селена и теллура (химические анализы) и других элементов-примесей (спектральные анализы) в разных генерациях пирита.

Кроме того, химическими анализами в нескольких пробах определялись Mo и Re. В результате устанавливается зависимость содержания Re от Mo.

В пробах пирита спектральными анализами обнаруживаются Mn, Ni, Co, Ti, Mo, Cu, Pb, Ag, Bi, Sb, As, Zn, и Te. При этом часть элементов (Mn, Ti, Cu) присутствует во всех пробах, другая (Ni, Co, Mo, Pb, Ag, Sb) — в большинстве проб, а остальные — спорадически.

Очевидно, указанные элементы присутствуют в пробах в различной форме. Так, Mn, Ti, Co, Ni — в виде изоморфной примеси, Mo, Cu, Pb, Sb, As, Zn, Ag, Bi и Te, по-видимому, частично представлены изоморфной примесью, а частично — механической.

Интересно отметить, что по химическому составу различные генерации пирита мало чем отличаются. Отличие наблюдается лишь между пиритом метасоматического происхождения и пиритом, образованным вследствие выполнения трещин (кварц-пиритовые прожилки и жилы). Последние характеризуются большим разнообразием элементов-примесей.

Молибденит (MoS_2) широко распространенный минерал месторождения и является одним из промышленно ценных полезных компонентов руд. На месторождении встречается во всех типах пород, преимущественно в маломощных кварц-сульфидных прожилках. Весьма подчиненное значение имеет рассеянная вкрапленность молибденита в сильно гидротермально измененных породах, а также его небольшие концентрации в мощных кварцевых жилах. Промышленные концентрации представлены в основном прожилково-вкрапленной текстурой руд. Последние приурочены исключительно к породам монзонитового ряда.

На месторождении отмечается несколько генераций молибденита, среди которых наиболее важное промышленное значение имеют генерации, связанные с кварц-молибденитовой и кварц-халькопирит-молибденитовой стадией минерализации. В остальных стадиях минерализации роль молибденита подчиненная (табл. 16).

Таблица 16

Баланс распределения молибдена по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Распределение по стадиям, %
Кварц-молибденитовая	70
Кварц-халькопирит-молибденитовая	15
Кварц-халькопиритовая	10
Прочие стадии	5

В кварц-магнетитовой стадии минерализации молибденит встречается в ассоциации с сульфидами: борнитом, халькопиритом, пиритом, энаргитом, люмонитом в виде мелких пластинчатых агрегатов. Обычно последние совместно с халькопиритом и кварцем тонкими прожилками пересекают сплошные поля магнетит-гематитовых агрегатов. Молибдениту кварц-магнетитовой стадии минерализации обычно присущи мелкочешуйчатые разности.

Несколько шире развит молибденит в кварц-полевошпатовой стадии минерализации. Последняя сравнительно шире распространена на участке Давачи, хотя прожилки кварц-полевошпатового состава спорадически отмечаются и на Центральном участке.

Здесь молибденит ассоциирует с окислами железа (магнетитом, гематитом) и редкими включениями халькопирита.

Формы выделения молибденита в описываемой стадии обычно представлены розетками пластинчатых агрегатов, размеры которых крупные и иногда достигают 2—3 см в диаметре. В последовательности выделения здесь молибденит следует за жильными минералами и окислами железа, однако до халькопирита.

Наиболее широкое распространение молибденит имеет в кварц-молибденитовой стадии минерализации, в которой встречается преимущественно в кварц-молибденитовых и мономинеральных молибденитовых прожилках. Меньше распространен в мощных кварц-молибденитовых жилах. В ассоциации с молибденитом часто отмечаются незначительные количества халькопирита и пирита.

Размеры монокристалльных выделений молибденита здесь самые различные от микроскопических до 2—3 см в поперечнике. Между размерами пластинок молибденита и мощностью прожилков наблюдается некоторая зависимость: мелкочешуйчатые разности обычно распространены в маломощных и микроскопических прожилках.

Обычными текстурами руд описываемой стадии являются полосчатые, обусловленные чередованием полосок кварца и молибденита. Редко отмечается друзовая текстура. Последняя встречается преимущественно в раздувах маломощных кварц-молибденитовых жил.

При прослеживании кварц-молибденитовых прожилков по простиранию обычно содержание молибденита в них сильно изменяется. При этом в местах суживания или изгибов прожилка он становится почти мономинеральным—молибденитовым. Такое поведение распределения молибденита в рудоносных трещинах, по-видимому, обусловлено фильтрационным эффектом.

В кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации молибденит проявляется в ассоциации с халькопиритом и кварцем. Однако количество молибденита здесь становится намного меньше. Качественная характеристика минеральных ассоциаций, а также взаимоотношение с другими минералами аналогичны предыдущей стадии минерализации.

Здесь довольно широко распространен молибденит в виде правильных, хорошо ограненных кристаллов. Последние обычно встречаются в прожилках, которые не претерпели пострудных тектонических подвижек. Размеры монокристаллов или пластинчатых агрегатов здесь также самые различные—от микроскопических до 2,0—3,0 см в поперечнике. Количественные соотношения молибденита с халькопиритом почти одинаковые с колебаниями в ту или другую сторону.

В кварц-халькопиритовой стадии минерализации молибденит встречается очень редко в виде мелкочешуйчатых выделений в полях халькопирита, при этом обычно края пластинчатых агрегатов разъедены халькопиритом. Последний также тонкими прожилками проникает по направлению спайности молибденита.

Проявление молибденита в кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадиях минерализации весьма незначительно. Молибденит здесь образует редкие выделения мелкочешуйчатых агрегатов. Количество молибденита в рудоносных прожилках указанных стадий минерализации составляет 0,2—0,5%, редко достигая 1,0%.

В отношении последовательности выделения молибденита из рудоносных растворов следует отметить, что во всех стадиях минерализации молибденит выделяется после пирита, но до халькопирита и других

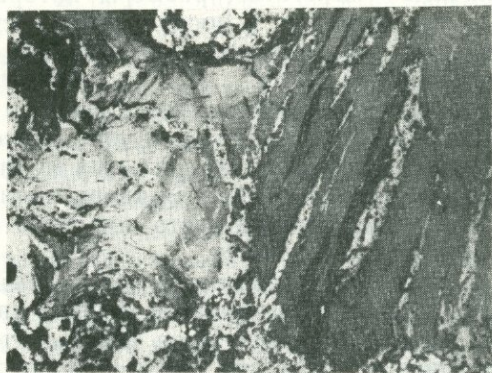


Рис. 22. Развитие халькопирита (Cu) вдоль трещинок спайности молибденита (Mo).
Полир. шлиф. $\times 140$.

сульфидов. Последнее устанавливается наблюдениями над возрастными взаимоотношениями молибденита с пиритом, халькопиритом (рис. 22) и другими минералами. По отношению к сфалериту, галениту, блеклым рудам и, тем более, теллуридам молибденит выделяется из гидротермальных растворов как один из первых минералов. Часто в полях указанных минералов можно заметить пойкилитовые включения молибденита. Интересно отметить также, что молибденит в кварц-сфалерит-галенитовой

стадии минерализации представлен преимущественно в виде правильных, хорошо ограненных боченовидных или коротких дипирамидальных кристаллов, размеры которых редко превышают десятые доли миллиметра (рис. 23).

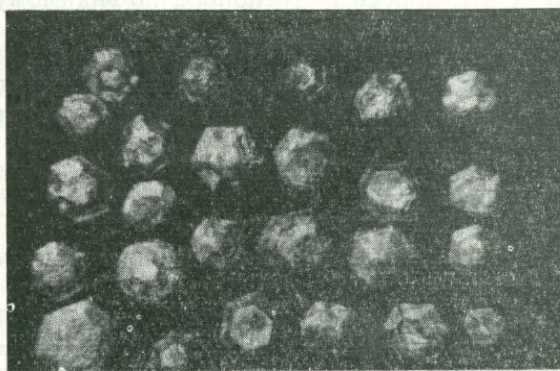


Рис. 23. Идиоморфные призматические (таблитчатые), дипирамидальные и боченовидные кристаллы молибденита из кварц-сфалерит-галенитовых прожилков. $\times 30$.

В полированных шлифах молибденит обычно выявляет сильное двуотражение и анизотропию. По данным И. С. Воынского (1949), кристаллооптические константы молибденита выражаются следующими величинами: в сечении $\perp [0001]$ $R_0 \sim 35\%$, в сечении $\parallel [0001]$ $R_e \sim 15\%$, а $\Delta R_{\text{отн.}}$ — 80% . Как известно, молибденит кристаллизуется в гексагональной сингонии, т. е. оптически одноосный и исходя из приведенных кристаллооптических данных — отрицательный. Поэтому в сечениях $\perp [0001]$ он должен выявлять оптически изотропные свойства. Действительно, редко в полированных шлифах отмечаются сечения, пред-

ставленные правильной шестиугольной фигурой, при этом наблюдаемая отражательная способность в указанном сечении оказывается высокой, а анизотропия почти незаметной или очень слабой.

Как указывалось, руды месторождения, вследствие многостадийности их формирования и пострудных тектонических подвижек, несут на себе следы метаморфизма. Динамические воздействия сильнее всего отразились на молибдените, что, очевидно, обусловлено строением кристаллической решетки, а также механическими свойствами молибденита. Гибкие и мягкие (эластичные) пластинки легко обтекают обломки более твердых минералов (кварца, пирита), вмазываются в минералы средней твердости, а по молибденитовым прожилкам широко развиты зеркала скольжения, часто с растертыми зальбандами до состояния черной глинки. Глубокие изменения внутренней структуры молибденита, вызванные динамометаморфизмом, выражаются в двойниковании, волнистом угасании и др. (рис. 24), что обусловлено сложной структурой кристаллической решетки.

С целью изучения качественно-количественных закономерностей распределения редких и рассеянных элементов (Re, Se, Te) в молибдените различных генераций, микроскопическими, химическими и спектроскопическими исследованиями было изучено 68 мономинеральных проб молибденита, взятых из разных участков и горизонтов месторождения. Пробы отбирались с помощью бинокулярного микроскопа из раздробленной руды, представляющей определенную генерацию молибденита. Так как молибденит тесно сростает с кварцем, чистый мономинеральный отбор его практически невозможен и поэтому все пробы «мономинерального» молибденита наряду с анализом на редкие элементы анализировались также на содержание Мо и нерастворимого остатка. Обычно в анализированных пробах содержание Мо достигало 54—59%, а сумма количеств пересчитанного молибденита и нерастворимого остатка—98—100%.

На основании химических анализов молибденитов составлена таблица средних содержаний Re, Se и Te по соответствующим стадиям минерализации (табл. 17), согласно которой наиболее высокие средние содержания Re (0,0739%) и Se (0,0585%) отмечаются в молибденитах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации, содержащей около 15% молибденита руд месторождения (Фарамазян, 1961).

Интересно отметить, что спектроскопическое и химическое изучение мономинерального молибденита не выявило каких-либо закономерностей, связанных с присутствием тех или иных количеств рения или селена, кроме того, что наиболее высокие содержания и рения и селена обычно приурочены к крупночешуйчатым молибденитам.

В отношении взаимосвязи содержаний рения и селена было установлено, что с повышением содержания одного из них повышается



Рис. 24. Веретенообразные двойники деформации молибденита (серое с белым).

Полпр. шлиф. $\times 70$.

также содержание другого, т. е. между их содержаниями намечается положительная корреляционная зависимость.

Мономинеральные пробы молибденитов и молибденовых концентратов (23 пробы) были проанализированы также на содержание Ge.

Таблица 17

Средние содержания Re, Se и Te в молибденитах
по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Количество проанализированных проб	Среднее содержание, %			Отноше- ние Mo: Re	Отно- шение Se: Te
		Re	Se	Te		
Кварц-магнетитовая	2	0,0230	0,0300	0,0015	2140:1	21:1
Кварц-полевошпатовая	4	0,0385	0,0353	0,0032	1560:1	10:1
Кварц-молибденитовая	38	0,0321	0,0303	0,0018	1870:1	17:1
Кварц-халькопирит-молиб- денитовая	14	0,0739	0,0585	0,0044	1810:1	13:1
Кварц-халькопиритовая	4					
Кварц-пиритовая	3	0,0278	0,0330	0,0051	2160:1	7:1
		0,0327	0,0403	0,0055	1830:1	7:1

В результате: 19 проб показали содержание 1—1,5 г/т, 3 пробы—1,5—3 г/т и одна проба—10 г/т.

Полуколичественными спектральными анализами (табл. 18), кроме Mo (основа), устанавливаются следующие элементы: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Cu, Ag, иногда Bi и Pb.

Содержание петрогенных элементов Si, Al, Mg, Ca и Mn составляет от 0,001 до 1—2%. Присутствие их в пробе, очевидно, связано с

Таблица 18

Результаты полуколичественных спектральных анализов молибденита

Элемен- ты*	Но м е р а п р о б и м е с т о в з я т и я					
	2/32/57, шт. 32	4/38/57, шт. 38	51/36/57, шт. 36	10/к—35/57, уступ 35	4/к—20/58, уступ 20	66/36/57, шт. 36
Fe	0,01—0,03	~0,3	0,01—0,03	≥0,3	≥0,3	≥0,01
Mn	0,001	~0,01	≥0,001	≥0,01	≥0,001	≥0,01
Co	—	—	—	—	0,003	0,003
Mo	≥10	≥10	≥10	≥10	≥10	≥10
Cu	≤0,003	0,03—0,1	~0,01	≥0,01	0,01—0,03	0,01—0,03
Pb	~0,01	≥0,01	≤0,03	~0,001	—	—
Ag	~0,0001	≤0,001	≤0,003	~0,001	~0,0003	~0,0003
Bi	0,001	0,003	0,001—0,003	0,001—0,003	—	—

* Петрогенные элементы Si, Al, Mg, Ca, обнаруживаемые в пределах 0,01—0,1%, в таблице не приводятся.

механической примесью кварца и алюмосиликатов породообразующих минералов. Fe и Cu, обнаруживаемые до 0,01—0,03%, связаны с тонкими включениями механической примеси халькопирита и пирита.

Большой интерес с геохимической точки зрения представляют обнаруживаемые почти во всех пробах Pb—0,001—0,1% и Ag—0,0003—0,001%, а также иногда Bi—до 0,01%, так как самостоятельных минералов последних при изучении полированных шлифов, кроме встречающегося очень редко галенита, в полях развития молибденита не наблюдается. Нам кажется, что Pb, Ag и Bi входят в состав молибденита в виде изоморфной примеси, хотя утверждать это нет

оснований, ибо свойства самостоятельных минералов Bi, Pb и, вероятно, связанного с последним Ag в полированных шлифах очень похожи на таковые молибденита, и если они к тому же представлены в виде мельчайших включений, то вполне возможно, что даже при очень кропотливом просмотре шлифов могут пропускаться.

Обобщая изложенный материал, можно сделать следующие выводы:

1. На месторождении в течение всего гидротермального этапа рудообразования отмечается несколько генераций молибденита, выделение которых происходило в каждую из рудоносных стадий минерализации. Промышленные концентрации молибдена образуются в средние стадии процессов рудообразования. Основная масса (70%) промышленного молибдена падает на кварц-молибденитовую стадию, несколько меньше (15%) — на кварц-халькопирит-молибденитовую и остальная часть — на другие с преимуществом в кварц-халькопиритовой стадии.

2. Структурно-текстурные рисунки указывают на интенсивно проявленные здесь пострудные тектонические подвижки, которые сильнее всего отразились на внутреннее и внешнее строение зерен (пластинок) молибденита.

3. Вся минерализация молибденита на месторождении выделяется из истинных растворов. Колломорфные структуры не встречаются. В последовательности выделения молибденит образуется после пирита, предшествуя выделению всех остальных, ассоциирующих в данной стадии сульфидов. Наблюдаются различные габитусы кристаллов: удлиненные, боченковидные, короткопризматические, дипирамидальные. Наиболее характерной минеральной (и парагенетической) ассоциацией молибденита являются кварц и халькопирит.

4. Молибденит на месторождении характеризуется повышенными концентрациями примесей редких элементов Re, Se и Te, входящих в его структуру в виде изоморфной примеси. Наиболее высокие содержания Re, Se и Te отмечаются в крупночешуйчатых разновидностях молибденита вообще и кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации в частности.

5. Наблюдается прямая корреляционная зависимость между концентрациями Re и Se: обычно высокие содержания Re сопровождаются повышенными или высокими содержаниями Se. По-видимому, включение Re и Se в структуру молибденита при процессах рудообразования зависит не только от наличия последних в растворах, но и от специфических условий, способствующих образованию крупнокристаллических агрегатов, ибо последние содержат наиболее высокие концентрации этих элементов.

6. Спектральный состав молибденита месторождения не отличается разнообразием элементов-примесей. Большинство обнаруживаемых спектральными анализами элементов связано с механической примесью других минералов, заключенных в направлениях совершенной спайности молибденита. Исключение составляют Pb, Ag и Bi, самостоятельные минералы которых не обнаруживаются в полях молибденита, однако их наличие весьма возможно.

Креннерит (калаверит) (?) $(Ag, Au)Te_2$, $(Au, Ag)Te_2$, в рудах месторождения описывается впервые. Принадлежит к редким минералам руд. Отмечается в единичных аншлифах из кварц-сфалерит-галенитовых прожилков в полях галенита и блеклой руды в ассоциации с другими теллуридами.

Формы выделения описываемого минерала обычно округлые или оваловидные. В отраженном свете характеризуется высокой отражательной способностью: заметно выше пирита. Цвет бледно-желтый, в поле зрения микроскопа обладает сильным блеском. Анизотропен, однако эффект анизотропии наблюдается лишь в масле. Двухотражение вовсе незаметно. Твердость и рельеф низкие. Полируется плохо. Положительно действует HNO_3 (с вскипанием), FeCl_3 и KOH (коричневатый налет).

По-видимому, часть золота, определяемого в концентратах сфалерита ($\sim 8,75 \text{ г/т}$) и галенита ($41,73 \text{ г/т}$), связана с включениями описываемого минерала.

На основании химических и спектральных анализов, а также физических свойств, наблюдаемых в полированных шлифах, предположительно определен как минерал, принадлежащий к группе креннерита. Возможно, здесь присутствуют оба минерала—креннерит и калаверит.

Эмплектит, клапротолит*, виттихенит (CuBiS_2 ; $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$; Cu_3BiS_3) в единичных шлифах отмечены З. В. Рупасовой и рядом других исследователей (Г. О. Пиджян, 1960; И. Г. Магакьян). Распространенность описываемых минералов в рудах аналогична висмутину. Повсеместно ассоциирует с висмутином, развиваясь по краям или трещинкам спайности последнего. Как правило, находятся в

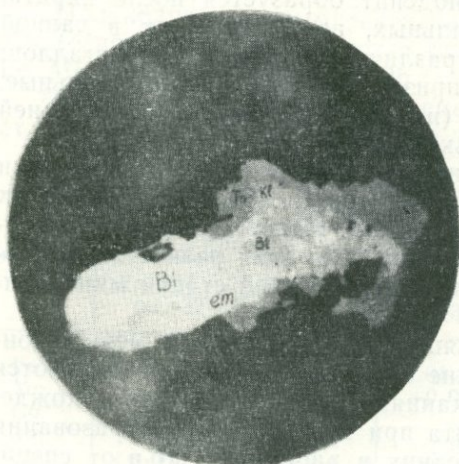


Рис. 25. Выделение висмутина (Vi) с эм-плектитом (Em), виттихенитом (Bt), клапротолитом (Kl) и блеклой рудой (Tn). Черное—кварц. Полир. шлиф. Маслян. им-мерсия. $\times 915$.

парагенетической ассоциации с медьсодержащими минералами: халькопиритом или блеклой рудой**. Наибольшие количества отмечаются в прожилках кварц-халькопиритового состава. По данным химических анализов, в наиболее богатых указанными минералами прожилках содержание Vi достигает 0,3—0,5%.

В полированных шлифах медно-висмутовые минералы обычно образуют сменяющие друг друга реакционные каемки. При этом примыкающая к висмутину внутренняя каемка, как правило, принадлежит к наиболее богатому висмутом члену группы медно-висмутовых минералов (эмплектиту). Последующие, сменяющие друг друга каемки постепенно обогащаются медью и, наконец, самая внешняя каемка пред-

ставляет халькопирит или блеклую руду (рис. 25).

В отраженном свете минералы группы анизотропны, обладают отражательной способностью в пределах 34—41%. В ряду эм-плектит-клапротолит-виттихенит отражательная способность падает с убыванием

* В рудах месторождения описывается впервые.

** Полное отсутствие внутренних рефлексов даже при наблюдениях порошка в масле позволяет предположить, что блеклая руда в указанной ассоциации представлена висмутсодержащей разностью.

относительного содержания висмута. Все они бесцветны с отчетливым коричневатым (кремовым) оттенком, внутренние рефлексы отсутствуют даже в масляной иммерсии. Полируются хорошо. Структура аллотриоморфнозернистая.

Сонахождение описываемых минералов в тесном сростании с висутином и халькопиритом или блеклой рудой облегчает разграничение отдельных минеральных видов внутри группы, ибо по своим физическим свойствам (отражательная способность, цвет, рельеф и др.) в полированных шлифах они довольно хорошо отличаются друг от друга, хотя определение каждого из них в отдельности в изолированных выделениях, возможно, представляет большие трудности.

Блеклая руда ($A_{12}X_4S_{13}$) принадлежит к одному из распространенных минералов месторождения, однако промышленных концентраций не образует. Встречается в основном в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Небольшие выделения встречаются также в рудах кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиях минерализации.

Блеклые руды встречаются в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пиритом и энаргитом. Особенно распространенной является ассоциация с халькопиритом и галенитом. При этом с первым обычно ассоциирует теннантит, а со вторым—тетраэдрит.

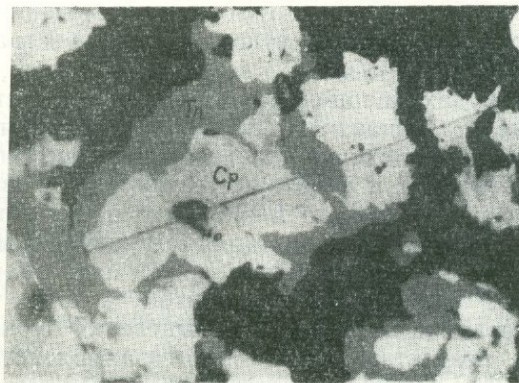


Рис. 26. Замещение халькопирита (Cr) блеклой рудой (Tn). Черное—кварц. Полир. шлиф.
x70.

По характеру образования выделяются первично отложенные и метасоматические. Если для первых характерны очертания правильных изометрических выделений, а в микродрузовых пустотах—правильные кристаллографические формы, то для вторых характерны очертания замещенных минералов и структуры реакционных каемок вокруг выделений замещаемых минералов.

Блеклые руды обычно встречаются в виде тонких кварц-блекловорудных прожилков, пересекающих поля халькопирита, сфалерита, галенита и других более ранних минералов. Очень характерными являются также реакционные каемки по халькопириту (рис. 26), энаргиту, а также редкие изолированные выделения в жильном кварце.

Размеры более или менее изометричных выделений обычно не превышают десятых долей миллиметра, а мощность секущих прожилков—0,05—0,08 мм.

На месторождении выделяются в основном две разновидности блеклых руд: мышьяковая—теннантит и сурьмянистая—тетраэдрит.

Теннантит ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$) имеет более широкое распространение, чем тетраэдрит, однако крупных концентраций не образует. Встречается во всех указанных выше стадиях минерализации в виде мелких выделений, размеры которых редко достигают 0,1—0,2 мм. Характер взаимоотношений с другими рудными минералами указывает на то, что его выделение из рудоносных растворов происходило почти в конце процесса рудоотложения в каждой из стадий минерализации.

Как указывалось, здесь можно выделить теннантит первичного и метасоматического происхождения. Первые в аншлифах характеризуются правильными очертаниями изометрических фигур, отсутствием реликтов инородных минералов внутри зернистых агрегатов. В метасоматических образованиях образуют различные структуры замещения с указанными минералами.

В сростаниях с энаргитом теннантит имеет метасоматическое происхождение. Здесь по краям энаргита реакционной каемкой развивается теннантит, иногда замещая полностью. В таких участках, как правило, на контакте энаргит—теннантит возникает мелкая вкрапленность халькопирита, редко галенита, расположенных тонкой цепочкой вокруг реликтов энаргита. Формы выделений теннантита здесь полностью заимствуются от замещаемого минерала—энаргита. Выделения теннантита иногда разъедаются или пересекаются тонкими прожилками блеклой руды более светлого оттенка—тетраэдритом.

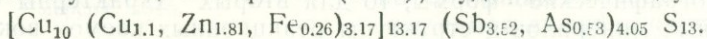
Тетраэдрит ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) встречается реже, чем теннантит, исключительно в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. В отличие от теннантита образует выделения, видимые невооруженным глазом. Наиболее характерная ассоциация—сфалерит, пирит, галенит, бурнонит и некоторые теллуриды. Размеры выделений колеблются от еле заметных до 1—1,5 мм в поперечнике. В друзовых пустотах иногда встречаются кристаллы с правильными, хорошо ограниченными формами тетрагон-тритетраэдрического облика.

В совместных сростаниях с галенитом, в полях галенита, реже тетраэдрита отмечаются очень мелкие выделения бурнонита, очевидно, возникающего в результате химического взаимодействия тетраэдрита с галенитом.

Тетраэдрит также образует тесные сростания с теллуридами (креннеритом, гесситом и др.) и, по-видимому, выделяется совместно с ними из самых поздних порций гидротермальных сульфидобразующих растворов.

Результаты химического анализа блеклой руды—тетраэдрита из руд кварц-сфалерит-галенитовой стадии приведены в табл. 19.

Расчет кристаллохимической формулы нашего образца по методу, предложенному Е. К. Лазаренко (1956), будет иметь следующий вид:



Если в основу формулы блеклой руды принять $(\text{R}'\text{R}'')_{12} \text{R}''' \text{S}_{13}$ с соотношением $\text{R}':\text{R}'' = 10:2$.

$$\text{Общий делитель} = \frac{744,8}{13} = 57,3; \text{G}''_{\text{u}} = \text{Cu} - 10 = 11,10 - 10 = 1,10.$$

Согласно приведенному анализу и кристаллохимической формуле, тетраэдрит Каджаранского месторождения принадлежит к цинкистой разновидности сурьмянистой блеклой руды—зандбергиту.

Полуколичественным спектральным анализом тетраэдрита обнаружены следующие элементы: Sb, Cu—основа; Si, Zn, As—3—10%;

Fe—0,3—1; Te, Cd—0,1—0,3; Ag $\geq$ 0,1; Mo, Pb—0,01—0,03; Bi, In, Au—0,001—0,003%; Al, Mn, Mg, Co—следы.

Рентгенометрическое исследование тетраэдрита показало полную идентичность с эталоном (Михеев, 1958). Размер элементарной ячейки составил $a_0=10,355\pm 0,005$ Å, идентичный с тетраэдритом из Нагольной Тарасовки (Лазаренко, 1941).

Энаргит и люционит (Cu_3AsS_4). Эти минералы в рудах Каджаранского месторождения образуют микроскопические выделения,

Таблица 19

Химический состав и пересчет анализа блеклой руды

Элементы	Содержание, %		Атомные количества	Число атомов
	Данные хим. анализа	Исключая нераств. остаток		
Cu	37,73	40,44	636,1	11,10
Zn	6,33	6,78	103,7	1,81
Fe	0,78	0,84	15,0	0,26
Sb	23,90	25,61	203,0	3,52
As	2,11	2,26	30,2	0,53
S	22,28	23,88	744,8	13,00
Te	0,179	0,19	—	—
H. O.	6,32	—	—	—
Сумма	99,629	100,00		

а их диагностические свойства в полированных шлифах очень похожи. По-видимому, этим можно объяснить недостаточную изученность минералов группы. Так, Дэна (1953), считает, что энаргит и фаматинит являются крайними членами мышьяково-сурьмяного изоморфного ряда, а люционит идентичен энаргиту.

П. Рамдор (1955) указывает, что существует два структурно-минералогических ряда изоморфных соединений мышьяка и сурьмы: ромбических и тетрагональных. К первому относится ряд энаргит-фаматинита, а ко второму—люционит-стибиолуционита. Р. Гейнс (Gaines, 1957) заключает, что существование стибиолуционита весьма сомнительно, а фаматинит является крайним сурьмусодержащим членом изоморфного ряда люционит-фаматинита.

Однако другие считают, что энаргит и люционит являются соответственно ромбической и тетрагональной модификациями Cu_3AsS_4 (Sawada, 1943; Gaines, 1957). Поэтому правильное определение указанных минералов имеет генетическое значение. Это обстоятельство послужило основанием для более подробного изучения этих минералов (Фарамазян, Хуршудян, 1963). Кроме того, детальное изучение этих минералов вызвано необходимостью уточнения некоторых диагностических признаков, их парагенезисов, последовательности образования в общем процессе рудообразования, а также в связи с тем, что в отечественной литературе изучению энаргита посвящено мало работ, а люционит в виде мельчайших выделений описан лишь на основании микроскопических наблюдений в некоторых месторождениях Союза (Шадлун, 1940). Следует отметить, что в последнее время интерес минералогов сильно возрос к минералам германия (реньерит, оранжеборнит, германит), которые по своим физическим свойствам в полированных шлифах очень похожи на минералы группы энаргита и часто ассоциируют с ними.

В сводках по минералогии месторождения энаргит и люцит обычно относят к малораспространенным минералам. Однако детальные микроскопические исследования показали, что указанные минералы на месторождении являются распространенными минералами, хотя заметных концентраций и не образуют.

Энаргит (как и люцит) на месторождении устанавливается в образованиях кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадий минерализации. Однако во всех случаях ассоциируется исключительно с халькопиритом. По своему удельному весу в общей массе рудных минералов имеет подчиненное значение и является второстепенным минералом руд.

Количество энаргита в прожилках разного состава колеблется в пределах 0,05—0,2%. Более всего он распространен в прожилках кварц-халькопиритового состава. Встречается в виде хорошо ограниченных короткопризматических кристаллов таблитчатого габитуса, которые иногда сростают в радиально-лучистые агрегаты. Размеры кристаллов обычно очень мелкие. Средние размеры колеблются в пределах 0,05—0,5 мм.

Энаргит обладает совершенной спайностью по {110} и ясной спайностью по {010}. Цвет железно-черный, непрозрачный, блеск полуметаллический—сильный, черта и порошок черные.

Полируется хорошо. Рельеф выше галенита, халькопирита, борнита и почти равен рельефу блеклой руды, люцита, сфалерита. В отраженном свете визуально в воздухе наблюдается эффект двуотражения и анизотропии. Двуотражение лучше заметно в сростках зернистых агрегатов. Оптические константы в желтом свете следующие: $R_g \approx 29\%$, $R_p \approx 26\%$, $\Delta R_{отн} \approx 15—16\%$. В масляной иммерсии двуотражение заметное и сопровождается цветным эффектом: R_g —розовый с сиреневым оттенком $>R_p$ —нежно-сиреневый. Цвет минерала в аншлифах в сравнении с бесцветными и желтыми минералами воспринимается как розовый, тогда как в сростаниях с розовыми и коричневыми минералами (люцит, борнит, реньерит) приобретает сиреневатый оттенок и становится ближе к фиолетовому цвету.

При травлении стандартными реактивами положительную реакцию вызывает KCN, выявляя внутреннюю структуру минерала: царская водка окрашивает в бурый цвет легко стираемый после травления; HNO_3 , HCl , $FeCl_3$, KOH —отрицательны.

Химический состав изученного энаргита (табл. 20) характеризуется незначительным содержанием Fe и полным отсутствием сурьмы, что встречается довольно редко.

Спектральным анализом обнаруживаются следующие элементы: Cu, As—основа; Fe—0,1—0,3; Si, Al, Mg, Ca—0,01—0,03; Sb, Bi—0,01; Ge, Ag—0,003; Pb—0,001—0,003; Mo—0,0003—0,001%.

Энаргит был изучен также рентгенометрически методом порошка в камере РКД-57,3. Поправки вводились по особому снимку смеси с NaCl. По данным порошкограммы были рассчитаны параметры элементарной ячейки (табл. 21), которые при сравнении с данными Л. Паулинга и С. Вейнбаума (1934) оказались заниженными.

К сожалению, в статье Паулинга и Вейнбаума данные о химическом составе исследованного ими энаргита отсутствуют, поэтому трудно судить о причинах разницы в параметрах энаргитов.

Однако из литературы известно (Бетехтин, 1950), что в составе энаргита часто отмечается примесь сурьмы, достигающей иногда

6,0%. Возможно образец, исследованный указанными авторами, в своем составе содержал значительное количество сурьмы.

На месторождении энаргит обычно распространен в виде тонких кварц-энаргитовых или мономинеральных энаргитовых прожилков, пересекающих выделения халькопирита, пирита, сфалерита и ранних

Таблица 20

Химический состав энаргита из Каджаранского месторождения

Элементы	Содержание, %		Атомные количества	Атомные отношения	Стехиометрическая формула
	Данные анализа	Пересчет, исключая 1,08% нераст. ост.			
Cu	46,91	47,44	0,746	3	Cu_3AsS_4
As	18,94	19,15	0,251	1	
Sb	н/обн.	—	—	—	
Fe	0,38	0,39	—	—	
Zn	0,35	0,35	—	—	
S	32,30	32,66	1,019	4	
Нераст. остаток	1,08	—	—	—	
Сумма	99,96	100,00			

Таблица 21

Величины параметров элементарной ячейки энаргитов

П а р а м е т р ы (Å)			А в т о р
a_0	b_0	c_0	
$6,46 \pm 0,02$	$7,43 \pm 0,02$	$6,18 \pm 0,02$	Паулинг и Вейнбаум (1934)
$6,418 \pm 0,004$	$7,418 \pm 0,006$	$6,165 \pm 0,005$	

генераций кварца. В строении таких прожилков энаргит развивается в виде удлинённых изоморфных кристаллов, растущих от стенок к его середине, которая часто выполняется водяно-прозрачным кварцем.

Иногда энаргит корродирует катаклазированные участки халькопирита с образованием типичных микробрекчиевых текстур (или структур замещения). Очень характерны также реакционные каемки кристаллов энаргита, выросших на выделения халькопирита.

Довольно интересны и своеобразны взаимоотношения энаргита с галенитом. Здесь оба минерала образуют субграфические структуры прорастания, при этом энаргит в галените выделяется в виде типичных червеподобных образований.

Часто по краям зернистых агрегатов или отдельных кристаллов энаргит метасоматически замещается зеленоватым изотропным минералом, диагностические свойства которого указывают на его принадлежность к блеклой руде—теннантиту. Как правило, процесс замещения идет не до конца. Здесь постоянно вокруг границ реликтов энаргита наблюдается тонкая (0,001 мм и менее) эмульсионная вкрапленность халькопирита и других минералов, определение которых не представляется возможным. Мощность указанной полосы обычно не превосходит тысячных долей миллиметра.

Примеры гипогенного замещения энаргита теннантитом в литературе описаны А. Г. Бетехтиным (1955), Шнейдерхеном (1952), Е. К. Лазаренко (1958) и др. Сущность этого процесса замещения, как полагают указанные авторы, заключается в восстановлении пентавалентного мышьяка (As^{+5}) в трехвалентный (As^{+3}). Очевидно, к этому же времени относится зарождение эмульсионной вкрапленности халькопирита на границе энаргита с теннантитом.

Интересны также взаимоотношения энаргита с люционитом, реликты которого иногда обнаруживаются в отдельных зернах энаргита.

Довольно своеобразно происходит гипергенное изменение энаргита. В полированных шлифах из руд, затронутых гипергенными процессами в выделениях энаргита, наблюдаются более светлые розовато-желтые полосы, повторяющие направление совершенной спайности. Полосы эти очень похожи на полисинтетические двойники люционита, однако в отличие от них всегда гаснут одновременно с самим зерном энаргита. Образование таких полос обусловлено частичным выщелачиванием некоторых основных компонентов при полной сохранности кристаллической решетки (Ramdohr, 1955).

Люционит (Cu_3AsS_4) встречается реже энаргита в аналогичных с энаргитом минеральных и парагенетических ассоциациях. На месторождении как розовая разновидность энаргита впервые отмечена И. С. Волинским.

В текстурном отношении люционитовым образованиям характерны прожилково-вкрапленные и микродрузовые текстуры. В последних люционит развивается в микроскопических друзовых пустотах в тесном сростании с водяно-прозрачным кварцем, на который часто нарастают ромбоэдры желтовато-прозрачного кальцита.

Макроскопически (под бинокулярным микроскопом) люционит характеризуется изометрическими габитусами микроскопических кристаллических агрегатов с многочисленными гранями полисинтетически sdвойникованных индивидов. Размеры граней полисинтетических двойников так малы, что при наблюдении под бинокуляром при очень сильных увеличениях оставляют впечатление грубой штриховки.

Цвет минерала темный, медно-красный (подобный свежему излому борнита). Непрозрачный. Блеск металлический—тусклый, черта и порошок—черные.

Полируется хорошо. В отличие от энаргита спайность не наблюдается даже после травления. Рельеф в полированных шлифах как у энаргита. Отражательная способность несколько выше, чем у энаргита. Согласно измерениям отражательной способности оптические константы в желтых лучах выражаются следующими величинами: $R_g \approx 32\%$, $R_p \approx 28\%$, $\Delta R_{отн.} \approx 13-14\%$. Минерал обладает более сильным эффектом двуотражения, чем энаргит. Последний, очевидно, обусловлен полисинтетически двойниковым строением люционита, являющимся одним из характерных диагностических признаков. Двуотражение как в воздухе, так и в масле сопровождается цветным эффектом: в воздухе— R_g —светло-оранжевый $> R_p$ —розовый, в масле— R_g —розово-желтый $> R_p$ —нежно-розовый. Цвет в отраженном свете из-за сильного цветового эффекта двуотражения и полисинтетически двойникового строения неоднороден и пестрит в указанных выше цветовых оттенках, приближаясь больше всего к розовому. Внутренние рефлексy отсутствуют полностью. По результатам травления стандартными реактивами люционит и энаргит очень похожи и с достаточной достоверностью не могут быть различимы. Структура аллотриоморфнозернистых кристаллических агрегатов хорошо проявляется в скрещенных николях. При

этом преимущественное большинство зерен характеризуется полисинтетически двойниковым строением (рис. 27) наподобие сдвойникованных разностей халькопирита или сфалерита. Формы отдельных зерен обычно изометрические и по своим размерам достигают 0,05—0,10 мм в поперечнике, тогда как отдельные индивиды двойников не превышают 0,01—0,03 мм.

Полуколичественный спектральный анализ минерала (очевидно, с незначительной механической примесью пирита) показал следующие результаты: Cu, As $\gg 10\%$ (основа), Si, Fe $\geq 1-3$, Al, Ca, Zn—0,01—0,03, Mg, Ti, Mo, Pb, Ag, Bi, Ge $\geq 0,003\%$.

Межплоскостные расстояния описываемого минерала оказались идентичными с таковыми синтетического люонита (Gaines, 1957). Индексированием дебаеграммы в расчете на тетрагональную ячейку были получены параметры элементарной ячейки: $a_0 = 5,29 \text{ \AA}$ и $c_0 = 10,415 \text{ \AA}$.

Люонит является тетрагональной модификацией, в отличие от ромбического энаргита, соединения Cu_3AsS_4 . Поэтому условия и последовательность их образования и параморфных превращений с генетической точки зрения имеют важное значение.

Энаргит и люонит на месторождении встречаются как в разных прожилках и жилах, так и совместно и даже в сростаниях между собой. Судя по наблюдениям за взаимоотношениями люонита с энаргитом, последний часто является продуктом вторичного (однако гипогенного) преобразования люонита. В сростаниях с люонитом энаргит развивается вдоль границ зерен и двойниковых швов, ибо заметно, как преобразованию подвергаются отдельные индивиды двойников, так что создается впечатление о неравномерном замещении люонита. При параморфном преобразовании, как правило, трещины спайности новообразований энаргита чаще всего располагаются вдоль двойниковых пластин люонита, т. е. образование энаргита происходит закономерным перемещением структурных единиц люонита. Обратных взаимоотношений нами не наблюдалось.

Бурнонит (CuPbSbS_3) на месторождении описывается впервые. Относится к одному из редких минералов месторождения. Встречается исключительно в ассоциации с галенитом и тетраэдритом, выделяясь, вероятно, в качестве продукта реакции между ними. Размеры выделений обычно очень мелкие; за редкими исключениями достигают 0,08—0,1 мм в поперечнике.

В отраженном свете обладает слабым зеленоватым оттенком, однако более отчетливым, чем оттенок тетраэдрита. В отличие от галенита и тетраэдрита бурнонит анизотропен. В скрещенных николях анизотропия заметная. Двуотражение в воздухе слабое (выявляется с трудом), в иммерсии—заметное. Полируется хорошо. Очень характер-

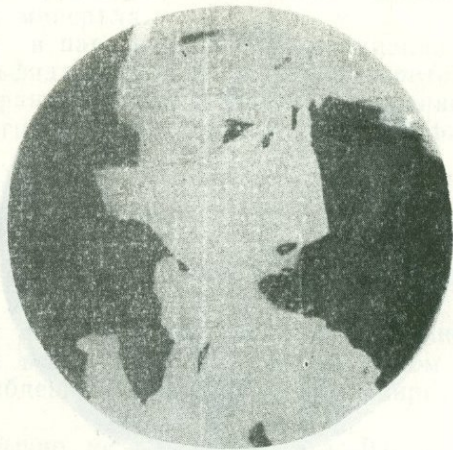


Рис. 27. Полисинтетически двойниковое строение агрегатов люонита. Черное—кварц. Полир. шлиф. Маслян. иммерсия. Ник. скрещены. $\times 360$.

ны полисинтетические двойники, наблюдаемые в скрещенных николях. Формы зернистых сростков неправильные. Выделения бурнонита обычно располагаются на границе между выделениями галенита и тетраэдрита, в одинаковой степени срастаясь и с тем, и с другим. Включения обычно обладают оваловидной или слабо вытянутой каплевидной формой.

Образование бурнонита, по-видимому, происходило в результате взаимодействия Pb- и Sb-содержащих гидротермальных растворов. Последнее подтверждается структурно-текстурными взаимоотношениями ассоциирующих минералов (галенит, бурнонит, тетраэдрит), а также общностью составляющих бурнонит компонентов (Pb, Sb, S).

Айкинит (?) и галеновисмутит (CuPbBiS_3 и PbBi_2S_4) на месторождении описываются впервые. Обычно встречаются в рудах кварц-халькопиритовой стадии минерализации совместно в микроскопических выделениях, ассоциируя с галенитом и висмутином в полях

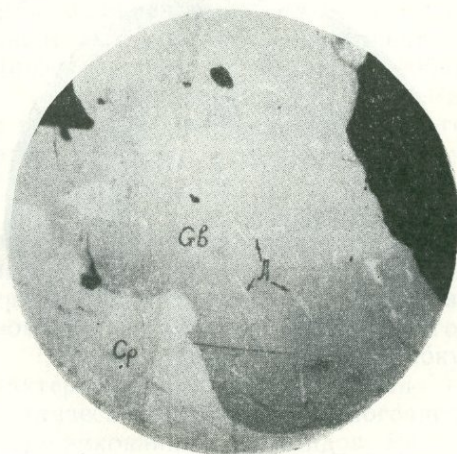


Рис. 28. Игольчатые выделения айкинита (А) в полях галеновисмутита (Gb). Нижнее поле—халькопирит (Cr). Полир. шлиф. Маслян. иммерсия. $\times 915$.

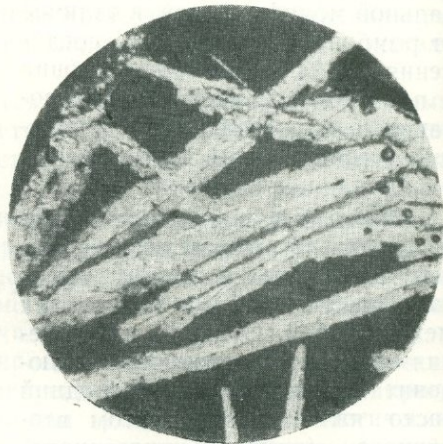


Рис. 29. Пластинчатые выделения гематита псевдоморфно замещают магнетитом—мушкетовитом (серое). Полир. шлиф. $\times 450$.

халькопирита. Тонкие, удлинённые, по-видимому, игольчатые, выделения айкинита в полях галеновисмутита выделяются достаточно четко ввиду более низкой отражательной способности последнего (рис. 28). Галеновисмутит в скрещенных николях выявляет зернистое строение; по-видимому, пластинчатое. По своему парагенезису (галенит и висмутин) и свойствам в отраженном свете (анизотропные, галеноподобные, низкой твердости), а также по результатам микрохимических и микро-спектральных анализов описываемые минералы принадлежат к группе сульфовисмутитов свинца.

Следует отметить, что галеновисмутит распространен немного шире, чем айкинит и по своей распространенности в рудах стоит рядом с висмутином и медно-висмутовыми минералами (эмплектит, клапро-толит, виттихенит).

Гематит (Fe_2O_3) распространенный минерал, но значительных скоплений не образует. Наблюдается в виде небольших пластинчатых агрегатов, в основном в ассоциации с магнетитом и кварцем в кварц-магнетитовых телах участка Давачи и южном склоне Центрального

участка. Интересные превращения как индикатора окислительно-восстановительных условий среды прослеживаются по гематиту. В участках развития окисленных руд, а нередко и в совершенно свежих первичных рудах наблюдаются псевдоморфозы гематита по магнетиту—мартит.

Часто трещины дробления гематитовых скоплений залечиваются позже образованными сульфидами: пиритом, халькопиритом, молибденитом и другими. В таких участках наблюдаются псевдоморфозы магнетита по гематиту—мушкетовит, развивающийся по краям пластинок гематита (рис. 29).

В остальных стадиях минерализации гематит встречается очень редко и обычно представлен пойкилитовыми вростками в выделениях пирита, халькопирита и других минералов.

Магнетит (Fe_3O_4) довольно распространенный минерал. Является главным минералом кварц-магнетитовой стадии минерализации. Кроме того, встречается почти во всех сульфидных стадиях минерализации в качестве второстепенного минерала.

Магнетит обычно встречается в парагенетической ассоциации с гематитом и кварцем, а также сульфидами: борнитом, халькопиритом, пиритом и молибденитом, распространение которых имеет подчиненное значение. Редко совместно с магнетитом и гематитом в шлифах отмечаются ильменит и рутил.

Почти во всех кварцево-магнетитовых телах, раздробленных и рассеянных трещинками, сплошные руды цементируются и частично корродируются поздними сульфидами.

В зоне окисления магнетит подвергается интенсивному окислению—мартитизации.

Рутил (TiO_2) принадлежит к довольно распространенным минералам месторождения. Встречается в ассоциации с халькопиритом в прожилках кварц-халькопирит-молибденитового и кварц-халькопиритового состава.

Размеры агрегатов зерен обычно не превышают 0,5—0,6 мм в поперечнике. По свойствам в полированных шлифах диагностируется без особых затруднений. Судя по цвету внутренних рефлексов здесь распространены бесцветные, желтые и редко светло-коричневые разновидности рутила.

Присутствие рутила подтверждается многочисленными спектральными анализами мономинеральных фракций рудных минералов: почти во всех анализах обнаруживается Ti в пределах 0,001—0,1%.

Ильменит (FeTiO_3) на месторождении впервые описан Г. О. Пиджяном в рудах гематитового состава, а также во вмещающих породах. Нами наблюдался также в прожилках кварц-полевошпатового состава в ассоциации с магнетитом и гематитом в решетчатых структурах распада твердого раствора в магнетите. Реже встречаются удлинённые изолированные выделения в полях жильного или рудного минерала. Часть ильменита, по-видимому, имеет магматическое происхождение.

Шеелит (CaWO_4). О наличии шеелита на месторождении есть указание И. Г. Магакьяна и ряда исследователей. Встречен он в шлихах. Сравнительно больше знаков отмечается в шлихах и прото-лочках, взятых из полосы контакта монзонитов с порфировидными гранитами.

Несколько зерен шеелита было установлено в одном образце кварц-молибденитового прожилка, взятого из шт. 38. Шеелит здесь образует совершенные кристаллы дипирамидального облика. Размеры кристаллов не превышают 0,05—0,1 мм. Приурочен к жильному кварцу, где его выделения образуют небольшие гнезда, а совершенные кристал-

лы наблюдаются в микродрозовых пустотах. В тесных срастаниях с шеелитом отмечаются пластинчатые агрегаты молибденита.

Принадлежность к шеелиту установлена макроскопическими исследованиями, микрохимической реакцией, а также рентгеновским анализом.

До описываемой находки шеелита его редкие знаки, обнаруживаемые в шлихах, приписывались к образованиям контактового происхождения. Кроме того, обнаруживаемые иногда незначительные содержания вольфрама в рудных протолочках предположительно относились к шеелиту, не указывая место и время образования в процессе рудоотложения.

Установление шеелита в прожилке, наиболее распространенной на месторождении кварц-молибденитовой стадии минерализации, позволяет предположить, что шеелит здесь имеет явно гидротермальное происхождение, образуясь совместно с молибденитом и, возможно, распространен шире, чем предполагалось, особенно если допустить, что спектральным анализом в медно-молибденовых рудах вольфрам обнаруживается плохо, так как линии молибдена маскируют чувствительные линии вольфрама.

б. Минералы гидротермально измененных пород и жильные минералы

Кварц—широко распространенный жильный минерал месторождения. По происхождению можно выделить два типа:

1. Кварц, образованный в результате выполнения многочисленных маломощных прожилков или мощных жил преимущественно совместно с рудной минерализацией.

2. Кварц метасоматического происхождения. Здесь кварц образуется или в результате гидротермального разложения породообразующих минералов (в основном полевых шпатов) или метасоматоза породообразующих минералов с образованием плотного сливного кварца, где иногда сохраняется структурный рисунок первичной породы (например, даек порфиров).

На месторождении наибольшим распространением пользуется кварц первого типа, где можно выделить более десятка генераций описываемого минерала, ибо почти все стадии минерализации сопровождаются кварцем, при этом часто в одном шлифе наблюдаются его 2—3 генерации.

По цвету здесь отмечаются следующие разности кварца: белый—прозрачный и матовый, розоватый, серый и совсем черный непрозрачный. Обычно матово-белый и другие разности цементируют крупнокристаллические агрегаты розоватого цвета. Белый прозрачный кварц развит преимущественно в микродрозовых пустотах, нарастая на молочно-белый. Все многообразие структур, цветов и состава кварца на месторождении, как правило, встречается в отдельных прожилках, однако в мощных кварцевых жилах (жила № 5, 6) можно наблюдать все разности кварца с их возрастными взаимоотношениями. Все разности и генерации кварца, кроме черного, ни спектральным, ни химическим составом не отличаются.

На месторождении небольшим развитием пользуется также другая, скрытокристаллическая разновидность кварца—халцедон. Последний образуется к концу гидротермального этапа минералообразования, обычно слагая тонкие макроскопически безрудные прожилки. Часто в

жилах кварцево-сульфидного состава, а также в карбонатных жилах халцедон цементирует брекчированные обломки ранних образований.

Карбонаты на месторождении по распространенности стоят наряду с кварцем. Также образуются в результате выполнения трещин и метасоматоза вмещающих пород, выраженной в карбонатизации.

Наиболее широким распространением пользуются мощные жилы и зоны северо-восточного простирания, тяготеющие к северо-восточному участку и далее на восток. На Центральном участке они шире распространены на глубоких горизонтах (шт. 36, 38, «Капитальная»), что является проявлением обратной вертикальной зональности в размещении минерализации. На многочисленных примерах пересечения, цементирования рудных брекчий возраст карбонатных образований устанавливается достаточно определенно. Возможно, незначительное количество карбоната образуется в кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, но и здесь, как правило, карбонат цементирует, пересекает тонкими прожилками и замещает до образования округлых форм раздробленные обломки кварцево-рудных брекчий. Главная масса карбоната образуется в карбонатную стадию минерализации. Здесь обычными формами карбонатных тел являются мощные, до нескольких метров, жилы, зоны кварц-карбонатного состава и др. Согласно данным анализов, на Каджаранском месторождении присутствуют анкерит (железистый доломит), кальцит и сидерит (Мовсесян, 1941; Исаенко, 1959).

Серицит имеет довольно широкое распространение. Образуется в результате гидротермального изменения вмещающих пород в связи с рудоносными стадиями минерализации. Наиболее широкое распространение имеет в связи с кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиями минерализации, где его количество в сильно гидротермально измененных породах достигает 60%.

Серицит тесно сростает с кварцем, который образуется одновременно с первым в результате гипогенного разложения полевых шпатов. Размеры чешуек серицита колеблются в пределах 0,05—0,8 мм. Согласно оптическим свойствам относится к фенггиту (Казарян, 1958₂).

Биотит—широко распространенный минерал пород. Биотит гидротермального происхождения на месторождении не пользуется широким развитием и наблюдается в виде тонкой биотитовой оторочки околотрещинного метасоматоза. Четко выражена биотитовая оторочка около кварц-сульфидных прожилков, пересекающих дайки единитов. В монцонитах биотитовая оторочка встречается реже и лишь в рогово-обманковых разностях (Казарян, 1958₁).

Свежие индивидуумы биотита редки, обычно они затронуты процессами хлоритизации и редко мусковитизации. В сильно гидротермально измененных породах и около кварц-халькопиритовых прожилков с вкрапленной текстурой сульфидов (пирита, халькопирита) последние, как правило, приурочиваются к скоплениям биотита.

К-шпат (ортоклаз)—широко развит в рудах участка Давачи в прожилках кварц-полевошпатового состава. В аналогичных прожилках иногда встречается и на Центральном участке. Тесно сростает с кварцем и рудными минералами (магнетитом, молибденитом, халькопиритом). Цвет розовый, спайность совершенная. Согласно измерениям на федоровском столике и химическому составу, определен как ортоклаз (Казарян, 1958₂).

Адуляр—на месторождении впервые установлен А. Г. Казаряном (1958₂) в кварц-пиритовых прожилках. Макроскопически имеет мясочерный цвет. Величина зерен достигает 0,2 мм. Находится в тесных

срастаниях с кварцем и пиритом. Местами по адуляру развиваются мельчайшие чешуйки серицита.

Хлорит—обычный минерал гидротермально измененных пород. Развивается по биотиту, реже роговой обманке. Иногда нацело замещает биотит. Часто отмечаются замещение хлорита тонковолокнистым каолинитом и его срастания с сульфидами.

Каолинит (диккит)—наблюдается повсеместно как в гидротермально измененных породах, так и в выветрелых окисленных рудах. Развивается по К-шпату и реже слюдкам. По-видимому, часть каолинита месторождения является переотложенной в связи с гипергенными процессами.

По показателю преломления, измеренному в иммерсии (1,565), характеру базопинакоидальных разрезов и положительному оптическому знаку определен как диккит (Акопян, 1960).

Гипс. Гипогенный гипс на месторождении имеет локальное развитие (шт. 38), хотя по данным некоторых скважин устанавливается и на других участках месторождения. О гипогенном происхождении отдельных разностей гипса на месторождении есть указание С. С. Мкртчяна. Нами гипс был изучен детально на большом фактическом

материале с сравнениями по другим месторождениям Армянской ССР, где известны проявления гипогенного гипса (Карамян, Фарамазян, 1959).

К гипогенным разностям относится сахаровидный гипс с зернистой структурой. Образуется в стадию минерализации, замыкающей рудный процесс. Обычно находится в тесной минеральной ассоциации с рудными минералами различных стадий минерализации. Часто в гипсовых прожилках и жилах устанавливаются разъеденные выделения пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, энаргита,

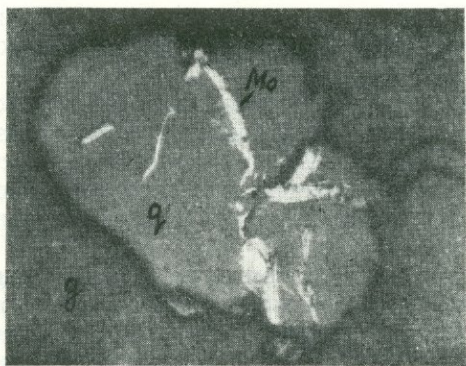


Рис. 30. Реликт кварц-молибденитового прожилка (рельефный) в гипсе (g). Полир. шлиф. $\times 140$.

кварца. В штуфах и шлифах довольно отчетливо заметна парагенетическая ассоциация сульфидов с разъеденными реликтами кварца, но не гипса (рис. 30).

Апатит—относится к числу распространенных минералов вмещающих пород. Наблюдается в виде призматических зерен, часто с шестигранными очертаниями. Приуроченность апатита к оруденелым участкам (?) по мнению С. А. Мовсисяна (1941), объясняется тем, что апатит образуется в результате гидротермальных процессов.

2. ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

а. Минералы зоны вторичного сульфидного обогащения

Халькозин (Cu_2S). Типичный минерал зоны цементации, не имеющей на Каджаранском месторождении широкого развития. Обычно тончайшими прожилками в ассоциации с малахитом замещает халькопирит и борнит, образуясь главным образом за счет последнего.

Ковеллин (CuS). По распространенности сходен с халькозином, однако иногда наблюдается и в более глубоких горизонтах месторождения. Как правило, замещает выделения халькопирита, борнита, халькозина. Особенно характерны тончайшие прожилки, разъедающие сфалерит и галенит. С. А. Мовсесян (1941) склонен считать, что часть ковеллина на месторождении имеет гипогенное происхождение.

Борнит (Cu_5FeS_4). В полях развития халькопирита образует небольшие выделения и реакционные каемки. В отличие от гипогенного борнита в полях гипергенного не наблюдаются решетчатые структуры распада твердого раствора халькопирита. Кроме того, гипергенный борнит характеризуется графическими и коррозионными структурами замещения халькопирита.

б. Минералы зоны окисления

В общем списке минералов зоны окисления Каджаранского месторождения в настоящее время насчитывается около 25 минеральных видов. Ниже приводим краткое описание главных распространенных минералов, развитых в зоне окисления месторождения, главным образом по данным Е. А. Акопян (1960).

Лимониты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$). Группа лимонитов является наиболее широко представленной группой в зоне окисления месторождения. Среди лимонитов наблюдается большое разнообразие форм отложения минеральных агрегатов: корки, налеты, выполнение пустот и трещин, сплошные скопления, рассеянные выделения в массе выветрелой породы и т. д. По происхождению здесь выделяют лимониты отложения (перенесенные и отложенные вдали от места своего образования) и лимониты замещения (образовавшиеся и отложившиеся на месте). Преобладающим является первый. Е. А. Акопян (1960) в группе лимонитов месторождения выделяет следующие минералы: «стильпносидерит», турьит, гётит, гидрогётит, гидрогематит. Вся эта группа минералов обычно проявляется во взаимных прорастаниях (смесях) между собой. Преобладающим среди членов группы лимонитов является гидрогематит. Лимониты и охры месторождения имеют различные структуры (колломорфные, радиально-лучистые, почковидные и др.), а также цвета: от желтых до темно-красных и черных («стильпносидерит»). В спектральном составе лимонитов, кроме Fe (основа), отмечаются As, Co, Ag, очевидно, привнесенные V, Ga, Be, Ni, Sr. Во всех анализах отмечается также Mo, который, по мнению Л. И. Никоновой (1956), находится в механической смеси в виде твердой фазы MoO_3 или гидрата окиси молибдена.

Лампадит (медистый вад). Распространенный минерал месторождения. Почти всегда встречается в виде налетов и небольших скоплений во вмещающих монцонитах. Агрегаты—большой частью почки, натеки. Иногда покрывается натеками малахита. Спектральный анализ показывает сильные линии Mn, Fe, средние—Cu, Co и слабые—Mo, Ba, Sr, Mg, Ti и др.

Малахит ($\text{Cu}[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$). Самый распространенный гипергенный минерал меди в зоне окисления месторождения. Образует разнообразные агрегаты: налеты в трещинах отдельности, небольшие прожилки и выполнение небольших пустот. Часто встречается в виде землистых масс; кристаллическое сложение (лучистые агрегаты игольчатых кристаллов) встречается реже.

Обычно малахит имеет тонкослоистое сложение, где в слоях чередуется с черной смоляной рудой и азурином. Наблюдается следующая

последовательность отложения: черная смоляная руда—малахит—азурит. Иногда встречается в виде тонких пронизывающих поля халькопирита прожилков. Редко отмечается малахит в ассоциации с окислами меди (тенорит, куприт) и самородной медью.

Азури́т ($\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$). Сравнительно с малахитом имеет значительно меньшее распространение. Встречается в поверхностных частях зоны окисления. Почти всегда ассоциирует с малахитом. Преобладающей формой выделения азурита являются яснокристаллические агрегаты.

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Гипергенный гипс имеет сравнительно небольшое распространение. Большей частью фиксируется в нарушенных участках зоны окисления, развиваясь вдоль плоскостей трещин скольжения. Строение гипса обычно поперечно-волокнистое.

Ярози́т ($\text{KFe}[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$). Один из широко распространенных минералов зоны окисления. Отмечается повсеместно на Центральном и Северо-восточном участках. Обычно присутствует в небольших количествах в виде тончайших корочек на окремневших измененных монцонитах и редко в виде сплошных скоплений. Цвет ярозита меняется от светло-желтого до темно-бурого, по-видимому, в зависимости от примесей гидроокислов железа. Под бинокляром иногда обнаруживает коллоидное строение.

Повелли́т (CaMoO_4). Имеет небольшое распространение. Чаще встречается в близповерхностных частях мощных кварц-молибденитовых жил, хотя проявления повеллита нами были встречены и на более глубоких горизонтах. Представлен исключительно в виде листоватых псевдоморфоз по первичному молибдениту. Окраска непостоянная: светло-грязно-зеленая, серовато-белая, белая и редко зеленая. Обычно в шлифах или макроскопически во внутренних частях листоватых кристаллов отмечаются реликты молибденита.

Спектральный состав повеллита разных цветов одинаков и обнаруживает следующие элементы: Ca , $\text{Mo} \gg 10$, $\text{Si} > 1$, $\text{Pb} > 0,1$, $\text{Al} \geq 0,3$, Mg , $\text{As}—0,03—0,1$, Cu , Fe , $\text{Mn}—0,003—0,01$, $\text{Ag}—0,0003—0,0001\%$.

Ферримолибди́т ($\text{Fe}_2[\text{MoO}_4]_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Отмечается очень редко на Центральном и Северо-восточном участках в виде тонких налетов в кварцевых жилах на большой глубине (шт. 36). Устанавливается легко, благодаря характерному канареечно-желтому цвету. Часто загрязнен лимонитом.

IV. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследованиями И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна было установлено, что руды медно-молибденового семейства характеризуются интересным составом элементов-примесей. С целью изучения закономерностей их распределения в рудах и отдельных минералах нами было произведено большое количество спектральных, химических и полярографических анализов руд и минералов.

В силу различной распространенности, а следовательно, и важности, приводимая ниже детальность описания геохимических особенностей отдельных элементов неодинакова. Описание элементов приводится в порядке периодической системы Менделеева. Родственные элементы, как, например, селен и теллур, приводятся совместно. Порядок описания элемента следующий: сначала описываются особенности распределения элемента в гипогенных рудах и минералах, затем в гипергенных

и, наконец, в рудничных водах. В конце описания каждого элемента приводятся краткие выводы.

* * *

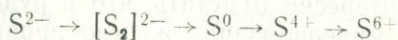
Кислород. Является одним из основных элементов руд. С геохимической точки зрения кислород является как бы индикатором, освещающим физико-химические условия среды минералообразования. От наличия кислорода зависит величина окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов, которая обуславливает выпадение тех или иных минералов из минералообразующих гидротермальных растворов. Так, в раннюю гидротермальную стадию минерализации образование окислов железа—магнетита и особенно гематита—обусловлено высоким окислительным потенциалом и, наоборот, низким восстановительным потенциалом. В последующие стадии минерализации роль кислорода идет на убыль и снова возрастает к концу гидротермального этапа минералообразования: в карбонатную и сульфатную стадии минерализации.

В процессе гидротермального минералообразования кислород, по-видимому, представлен в двух формах: связанный в различные гетерополикремневые кислоты и свободный, способный образовывать ион O^{2-} . Последний при формировании руд имеет наиболее важное значение. Кислород как продукт гидротермальных растворов входит в состав магнетита, гематита, рутила, ильменита, кварца, карбонатов и сульфатов.

Особенно важную роль играет кислород при гипергенных процессах, где доступ свободного кислорода из атмосферы осуществляется с помощью поверхностных вод, которые, омывая сульфиды, вносят глубокие изменения в их состояние.

Сера. Является одним из ведущих элементов руд. В последних распространена главным образом в виде различных сульфидов и сульфосолей, подчиненное значение имеет сульфатная сера, образование которой приурочено к конечной ангидрит-гипсовой стадии минерализации.

Как известно в процессах эндогенного минералообразования сера имеет важное, генетическое значение. Важность эта обусловлена тем, что она, в отличие от кислорода, в природных условиях, в зависимости от концентрации ионов кислорода (O^{2-}), образует несколько ионов, указывающих на различную степень окисления. А. Г. Бетехтин (1955) в порядке возрастания степени окисления ионов серы приводит следующий ряд:



В приведенном ряду самый крайний двухвалентный ион серы— S^{2-} устойчив в восстановительной обстановке. Известно, что большинство тяжелых металлов в эндогенных условиях минералообразования встречаются преимущественно в виде соединений с ионом S^{2-} . Следующий ион серы $[S_2]^{2-}$, согласно порядку ряда, образуется в более окислительных условиях. А. Г. Бетехтиным было доказано, что сульфидный ион серы в гидротермальных растворах, в противоположность кислороду, играет роль восстановителя и в связи с этим, чем выше концентрация ионов серы, тем выше восстановительный потенциал среды.

В зависимости от строения наружных электронных оболочек при образовании труднорастворимых соединений разные элементы имеют различную чувствительность по отношению к величине окислительно-восстановительного потенциала среды (Бетехтин, 1951). Последнее позволяет на основании изучения парагенетических ассоциаций минералов установить как окислительно-восстановительный потенциал среды минералообразования, так и сравнительную концентрацию ионов серы или кислорода в момент формирования руд.

При изучении руд месторождения было установлено, что в наиболее раннюю гидротермальную стадию минералообразования—кварц-магнетитовую стадию минерализации—железо выделялось преимущественно в виде окислов: магнетита, гематита, совместно с незначительными количествами пирита, халькопирита и молибденита, тогда как в последующие стадии минерализации, вплоть до карбонатной, оно выделялось исключительно в виде пирита и халькопирита.

В самую позднюю сульфатную стадию минерализации, по-видимому, окислительный потенциал поднимался так сильно, что вся сульфидная сера окислялась до катионного состояния сульфатной серы— $[SO_4]^{2-}$.

Приведенный анализ изменения состава руд в процессе гипогенного минералообразования свидетельствует о том, что концентрация ионов S^{2-} в рудоносных растворах в начальные стадии минерализации была низкой, в средние стадии сильно повышается и снова падает в конечные стадии минерализации. При этом отсутствие пирротина и наличие пирита во всех сульфидных стадиях минерализации указывает на то, что хотя концентрация ионов серы и была высокой, однако среда минералообразования в начальные периоды рудоносных стадий минерализации все-таки была не сильно восстановительной.

В гипергенных условиях сульфидная сера под воздействием экзогенных агентов (кислород, вода) окисляется в сульфатную серу и, образуя различные, большей частью легкорастворимые соединения, рудничными водами выносится за пределы месторождения. Воднорастворимая сера (сульфат-ион) во всех случаях обнаруживается в рудничных водах в количествах от 30—40 до 94 мг/л. Лишь незначительная часть серы образует скопления в зоне окисления в виде ярозита, брошангита и гипса.

Железо. В рудах месторождения железо является одним из самых распространенных элементов. Оно представлено в виде Fe^{2+} и Fe^{3+} во вмещающих породах в Fe—Mg силикатах, магнетите и гематите. Разновалентные состояния ионов железа в гипогенных условиях являются индикаторами, позволяющими судить о характере окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования.

В связи с этим интересно отметить, что в рудах месторождения в самые ранние стадии минерализации железо проявляется в виде магнетита и гематита, указывающих на довольно высокий окислительный потенциал среды; с падением окислительного потенциала в более поздние стадии железо проявляется уже в виде Fe^{2+} в сульфидах. Железо гидротермальными растворами выносится в течение всего этапа рудообразования. При этом вынос наибольшего количества железа, по-видимому, падает на кварц-халькопиритовую стадию минерализации. В процессах рудообразования, как указывает И. Г. Магакян, часть железа заимствуется из темноцветных порообразующих минералов рудовмещающих пород.

В рудах месторождения основные скопления железа гидротермального происхождения связаны с такими распространенными минералами,

как пирит, халькопирит, магнетит и гематит. Кроме того, железо в тех или иных количествах отмечается в виде изоморфной примеси в сфалеритах, блеклых рудах и др.

Большая роль принадлежит железу и в гипергенных процессах. Здесь при окислении железосодержащих сульфидов образуются различные гидроокиси железа и серная кислота, которая ускоряет процессы разрушения руд.

Кобальт и никель. Являются элементами триады железо—кобальт—никель; в природе преимущественно приурочены к породам основных и ультраосновных магм.

В рудах месторождения спектральными анализами в количествах от 0,001 редко 0,1 отмечаются в пирите, халькопирите и еще реже в сфалерите. В указанных минералах Co и Ni в силу близости химических и физических свойств, по-видимому, замещают Fe.

Из минералов никеля и кобальта Е. А. Акопян (1960) в ассоциации с пиритом в одном шлифе отмечает минерал из группы линнеит зигенита (?).

На рис. 31 приведены диаграммы частоты содержаний Ni и Co в пирите, халькопирите и медно-молибденовых рудах по данным спектральных анализов.

Как видно из приведенной диаграммы, Co и Ni не характерны для руд месторождения.

Медь. Является широко распространенным элементом руд месторождения, определяющим их промышленную ценность. Содержание меди в по-

родах монзонитовой интрузии, по данным Б. М. Меликсетяна, составляет $9,6 \cdot 10^{-3}$, что по сравнению с ее кларком ($3,5 \cdot 10^{-3}\%$) повышено в 2,7 раза.

Накопление меди в рудах происходит в основном за счет халькопирита, подчиненное значение имеют энаргит, люцит, блеклые руды, борнит, медно-висмутовые минералы и др.

В пределах рудного поля месторождения содержание меди в горизонтальном направлении возрастает по мере удаления от Дебаклинского разлома с запада на восток до Северо-восточного участка, а затем постепенно падает; на глубину его содержание с незначительными колебаниями падает.

Медная минерализация сопровождает гидротермальные процессы с самых ранних стадий минерализации до последней рудоносной кварц-сфалерит-галенитовой стадии, однако максимального развития (до 70%) достигает в кварц-халькопиритовую стадию. К этой же стадии минерализации приурочен наибольший вынос меди гидротермальными растворами. Будучи одним из широко распространенных элементов руд, медь спектральными анализами обнаруживается почти во всех минералах руд в количестве 0,001—0,03%.

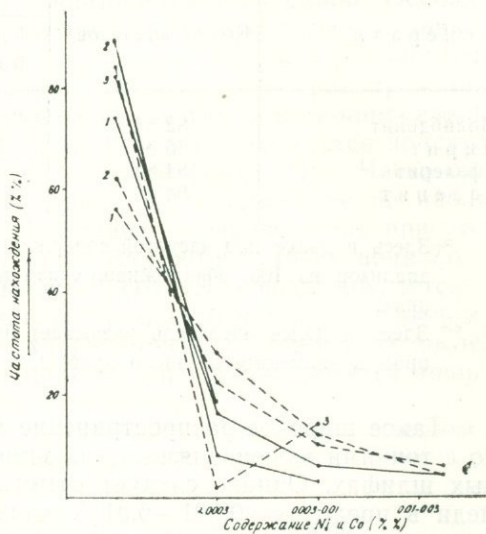


Рис. 31. Диаграмма частоты содержаний Ni (сплошная линия) и Co (пунктирная линия) в пиритах (1), халькопиритах (2) и штуфных рудах (3).

частота встречаемости при проведении спектральных анализов рудообразующих минералов падает на темноцветные, железосодержащие минералы, где медь, возможно, замещает железо, хотя нередко в шлифах заметны тонкие выделения халькопирита, приуроченные к трещинам спайности биотита. Последнее, по-видимому, обусловлено тем, что Fe, необходимое для образования халькопирита, заимствовалось из биотита. В повышенных количествах (0,001—0,2%) медь обнаруживается во всех рудообразующих сульфидах руд (табл. 22).

Таблица 22

Содержание меди в некоторых сульфидах руд Каджаранского месторождения

Минералы	Колич. анализов**	Частота содержаний*, %				
		0,001— —0,003	0,003— —0,01	0,01— —0,03	0,03— —0,1	0,1— —0,3
Молибденит	82/82	5	27	39	19	10
Пирит	36/36	17	25	25	8	25
Сфалерит	84/84	5	31	19	17	28
Галенит	64/64	6	12	39	31	12

* Здесь и далее под частотой содержаний элемента автор принимает количество анализов из 100, обнаруживших данный элемент в соответствующих содержаниях.

** Здесь и далее числитель указывает на общее количество проанализированных проб, а знаменатель—число проб, показавших наличие меди (элемента).

Такое широкое распространение меди в сульфидах частично связано с тонкими включениями халькопирита, наблюдаемыми в полированных шлифах. Однако следует отметить, что обычно при содержаниях меди в пределах 0,001—0,01% халькопирит или какие-либо другие самостоятельные минералы не наблюдаются. В последних медь, возможно, присутствует в виде изоморфной примеси или другого какого-либо состояния.

При воздействии экзогенных агентов главный минерал меди халькопирит, как наиболее легко разрушаемый сульфид, окисляется, и медь переходит в растворимый сульфат меди (CuSO_4). Легкорастворимые свойства последнего обуславливают миграцию меди в глубокие горизонты, где в результате взаимодействия с гипогенными сульфидами (халькопиритом, сфалеритом, галенитом) образует другую группу сульфидов меди—минералов зоны вторичного сульфидного обогащения: борнит, халькозин, ковеллин. Однако на Каджаранском месторождении зона вторичного сульфидного обогащения практически отсутствует. Наоборот, на месторождении широко развита зона окисления с типичными окисленными минералами меди: малахит, различные медьсодержащие гидроокислы железа, марганца, менее распространены силикаты и сульфаты меди. Указанные минералы зоны окисления, как известно, образуются в условиях карбонатно-кальциевых вод, образующихся при выщелачивании как широко распространенных карбонатных жил и прожилков, так и карбонатизированных вмещающих пород.

По данным химических анализов рудничных вод, взятых из самого глубокого горизонта рудника (шт. «Капитальная»), обнаруживается весьма незначительное содержание меди (0,005 мг/л). Последнее, очевидно, обусловлено тем, что медь в основном высаживается в зоне

окисления и несколько глубже, и лишь незначительная часть в виде сульфата достигает глубоких горизонтов.

Цинк. Является распространенным элементом руд месторождения. Содержание цинка в рудах изменяется в широких пределах, достигая максимального развития в наиболее поздней рудоносной стадии минерализации—в кварц-сфалерит-галенитовой стадии. В распределении цинка в рудном поле месторождения наблюдается закономерное повышение его роли по мере удаления с запада на восток от Дебаклинского разлома; на самом северо-востоке рудного поля на участке Аткиз цинковая минерализация представлена мощными жилами кварц-сфалерит-галенитового состава. На Центральном участке наиболее богатые цинковые руды приурочены к мощным кварц-молибденитовым жилам, роль которых повышается с глубиной. Основная масса цинка, заключенного в рудах, представлена сульфидом цинка—сфалеритом. Довольно широко распространен цинк в виде элемента-примеси в различных сульфидах руд. Во всех проанализированных штучных образцах медно-молибденовых руд, а также мономинеральных пробах сульфидов (пирит, халькопирит, галенит) отмечается присутствие цинка от 0,03—0,1 до 0,1—0,3% и более (табл. 23). Часто цинк обнаруживается в сульфидах, в которых под микроскопом не наблюдаются включения сфалерита. В последних, очевидно, цинк присутствует в изоморфной форме, где в силу близости радиуса иона Zn^{2+} ($r=0,83\text{ \AA}$) с Fe^{2+} ($r=0,74\text{ \AA}$) замещает его. Это подтверждается и данными табл. 23, где примесь цинка устанавливается в основном в Fe-содержащих сульфидах (пирит, халькопирит). В отличие от последних молибдениты довольно бедны цинком: Zn устанавливается лишь в 15% анализированных проб.

Таблица 23

Распространение цинка в рудах и мономинеральных пробах сульфидов

Наименование пробы	Количество анализов	Частота содержаний, %				
		Не обн.	0,01	0,01— —0,1	0,1— —0,3	более 0,3
Медно-молибденовая руда	181/181	—	9	21	28	42
Молибденит	90/13	85	8	7	—	—
Халькопирит	106/106	—	29	20	19	32
Пирит	50/49	2	58	38	12	—
Галенит	64/64	—	5	44	33	18

В зоне окисления сульфид цинка—сфалерит, окисляется и образует легкорастворимый сульфат $ZnSO_4$, который в основном выносится из зоны окисления рудничными водами. Лишь незначительная часть цинка в условиях высоких pH связывается с анионом $[CO_3]^{2-}$ и образует карбонат цинка—смитсонит. Последний редко устанавливается в виде земляных масс около выделений сфалерита.

Вынос цинка рудничными водами подтверждается спектральным анализом сухого остатка рудничных вод. Последние содержат 0,01% Zn, что в пересчете на рудничную воду составляет 0,05 мг/л.

Галлий. Кларк в породах среднего состава $2 \cdot 10^{-3}\%$. Благодаря близости потенциала ионизации и равенства ионных радиусов Ga^{3+} с Al^{3+} ($r=0,57\text{ \AA}$) галлий находится главным образом в рассеянном состоянии в минералах богатых алюминием, а также в сфалеритах и

сульфогерманатах, где он, возможно, гетеровалентно замещает своих соседей по периодической системе (Zn^{2+} и Ge^*).

В рудах месторождения обнаруживается как постоянная примесь в количестве 0,001—0,003%, независимо от содержания полезных компонентов—молибдена и меди. Это позволяет считать, что в рудах галлий связан преимущественно с алюмосиликатами (полевыми шпатами, каолинитом и др.). Химическими анализами (18 определений) мономинеральных проб халькопирита установлен в количестве $(2-3) \cdot 10^{-4}\%$. Приблизительно столько же содержат молибдениты и пириты.

Наиболее высокие содержания галлия обнаруживаются в сфалеритах. В последних его содержание варьирует в широких пределах: от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 24).

Таблица 24

Содержания галлия в штучных пробах и сфалеритах
(по данным спектральных анализов)

Наименование пробы	Количество анализов	Ч а с т о т а с о д е р ж а н и й				
		Не обн.	0,001	0,001— —0,003	0,003— —0,01	0,01— —0,03
Штуфы медно-молибденовой руды	110/110	—	81	19	—	—
Сфалерит	84/56	34	21	20	18	7

Обычно наиболее высокие концентрации галлия (до $n \cdot 10^{-2}\%$) отмечаются в сфалеритах, ассоциирующихся с теллуридами, т. е. сфалеритах, образованных из конечных порций рудоносных растворов (табл. 25).

Таблица 25

Содержание галлия в сфалеритах (по данным спектральных анализов)

Номер образца	Цвет сфалерита	Содержание Ga, г/т	Номер образца	Цвет сфалерита	Содержание Ga, г/т
60/36/57	Светлоокрашенный	н. обн.	104/1/56*	Кирпично-красный	12
55/38/57	Светлоокрашенный	2	104/1/56*	Темно-бурый	130
55/38/57	Темноокрашенный	8	27/59*	Бурый	110

* В ассоциации с сфалеритом наблюдались теллуриды.

В минералах зоны окисления галлий устанавливается химическими анализами: в количестве $n \cdot 10^{-4}\%$ в лимонитах, 0,013% в ярозите и 0,002% в галлуазите. Повышенные содержания (до 0,003—0,01%), по данным спектральных анализов, установлены в гипергенном каолините.

Спектральные анализы сухого остатка рудничных вод галлий не обнаруживают.

Германий. Кларк германия в породах среднего состава $1,5 \cdot 10^{-4}\%$. В рудах месторождения рассеян в виде незначительной примеси, главным образом в сульфидах: молибдените, халькопирите, сфалерите, галените, энаргите, люцитоните. Выяснено, что в рудах место-

* Открытием первого самостоятельного минерала галлия—галлита ($Cu_2Ga_2S_4$) в тесных срастаниях с сульфогерманатами доказано, что в последних он присутствует в минеральном виде (Strunz и др., 1958).

рождения накапливается во второстепенных минералах руд—энаргите и люцоните (0,003—0,005%) и сфалерите, некоторые разновидности которого содержат до 0,01—0,03% германия.

Химическими анализами мономинеральных образцов халькопирита германий устанавливается в пределах $p \cdot 10^{-4}$ %. При этом часто наблюдается зависимость содержания германия от мышьяка. Последнее, очевидно, обусловлено механической примесью энаргита, люцонита или теннантита в пробе. Наиболее высокие содержания германия в сульфидных рудах отмечаются в сфалеритах. При этом если сфалериты разных генераций показывают содержание от $p \cdot 10^{-4}$ до $(1-2) \cdot 10^{-3}$ % Ge, то сфалериты, ассоциирующиеся с теллуридами, почти всегда содержат Ge в пределах $p \cdot 10^{-3}$ — $(1-2) \cdot 10^{-2}$ %, т. е. его наиболее высокие концентрации приурочены к поздним генерациям сфалерита (табл. 26).

В двух пробах магнетита из кварц-магнетитовой стадии минерализации химическими анализами установлено 0,0003% Ge.

Таблица 26

Содержание германия в главных сульфидах руд
(по данным спектральных анализов)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %					
		Не обн.	0,0005— —0,001	0,001— —0,003	0,003— —0,01	0,01— —0,03	0,0005
Молибденит	90/75	17	28	—	—	—	55
Халькопирит	106/106	—	31	5	—	—	64
Пирит	50/24	52	—	—	—	—	48
Сфалерит	84/84	—	49	26	10	3	12
Галенит	64/9	86	—	—	—	—	14

Известно, что германий в природе образует четырехвалентные соединения и в редких случаях двухвалентные, которые могут существовать только в сильно восстановительных условиях. Поэтому валентность германия в рудах полностью зависит от окислительно-восстановительного потенциала среды, а в гидротермальном процессе—от режима серы и кислорода.

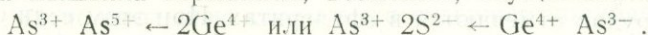
Двухвалентный германий Ge^{2+} ($r=0,72 \text{ \AA}$) по своим геохимическим и кристаллохимическим свойствам ближе всего стоит к Zn^{2+} ($r=0,83 \text{ \AA}$) и Fe^{2+} ($r=0,74 \text{ \AA}$), а так как концентрация Fe^{2+} и Zn^{2+} в гидротермальных растворах обычно значительно превышает таковую Ge^{2+} , то последний изоморфно входит в состав минералов, содержащих Fe^{2+} и Zn^{2+} (халькопирит, борнит, сфалерит, станнин): при этом одним из необходимых условий в парагенезисе минералов должно быть отсутствие Fe^{3+} . Резко пониженные содержания германия в пиритах, по А. И. Гинзбургу (1959), обусловлены тем, что дисульфид железа—пирит (FeS_2), в отличие от пирротина (троилита) FeS , образуется в условиях более высокого окислительного потенциала. При более высоких концентрациях Ge^{2+} в рудоносных растворах и в нейтральной или слабо кислой среде ($\text{pH}=7$) образуются собственные минералы германия—германит и реньерит, которые по существу являются структурными аналогами халькопирита.

При повышении окислительного потенциала Ge^{2+} легко переходит в Ge^{4+} при этом его геохимические свойства становятся ближе всего к кремнию и мышьяку, как это следует из рассмотрения величин их ионных радиусов:

Si ⁴⁺	Ge ⁴⁺	As ³⁺	As ⁵⁺
0,42	0,53	0,46	0,62.

Поэтому основная масса германия земной коры рассеяна в различных силикатах.

В условиях гидротермального минералообразования Ge⁴⁺ замещает в первую очередь As³⁺ и As⁵⁺, входя в состав различных сульфоселей (энаргит, люцонит теинантит). Компенсация валентностей при замещении мышьяка германием, возможно, осуществляется по схеме:



Из всех сульфидов энаргит чаще всего содержит германий, при этом содержание германия в энаргите данного месторождения обычно более или менее постоянно. В связи с этим А. И. Гинзбург (1959) считает, что энаргит может считаться как бы «индикатором германийности» исследуемых руд.

В минералах зоны окисления германий обнаружен только в трех пробах лимонитов в количестве $(2-3) \cdot 10^{-5} \%$. В отдельных минералах и окисленных рудах германий отсутствует, по-видимому, в связи с тем, что в гипергенных условиях германий образует легкорастворимые в щелочной среде германиты и выносятся из зоны окисления. Анализы рудничных вод и сухого остатка не обнаруживают германия.

Мышьяк и сурьма. В рудах месторождения имеют незначительное распространение, образуя скопления главным образом за счет энаргита, люцонита и блеклых руд (теинантита и тетраэдрита), роль которых весьма подчиненная. Содержание мышьяка и сурьмы в рудах достигают 0,1%; как правило, обнаруживается 0,01—0,03% мышьяка и еще меньше сурьмы. Обнаруживаемые незначительные концентрации мышьяка в «мономинеральных» фракциях отдельных сульфидов (табл. 27) обусловлены преимущественно механической примесью его самостоятельных минералов. Наибольшим развитием он пользуется в кварц-халькопиритовой стадии минерализации, несколько меньше распространен в полиметаллической и кварц-халькопирит-молибденитовой стадии. Кроме того, в количестве $(1-3) \cdot 10^{-2} \%$ постоянно обнаруживается в молибденитах почти всех генераций.

Таблица 27

Содержание As в некоторых сульфидах руд
(спектральные анализы)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %				
		Не обн.	0.01	0.01— —0.03	0.03— —0.1	0.1 —0.3
Халькопирит	106/64	40	4	27	21	8
Пирит	50/13	74	16	6	4	—
Сфалерит	84/12	86	2	12	—	—

По сравнению с мышьяком сурьма имеет более ограниченное распространение. В главных рудообразующих сульфидах редко обнаруживается в количестве 0,01% сурьмы, образуя сравнительно большие концентрации лишь в самом конце гидротермального процесса в кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Сурьма здесь входит в состав тетраэдрита и бурнонита.

В заключение следует отметить, что мышьяк и сурьма в рудах месторождения, несмотря на незначительные содержания, являются характерными элементами руд.

Селен и теллур*. В рудах месторождения являются широко распространенными и характерными элементами. Встречаются в основном в виде примеси в сульфидах. Содержание этих элементов в рудах невысокое. Однако, имея в виду высокую степень обогатимости руд и приуроченность селена и теллура к полезным компонентам—молибдениту и особенно халькопириту, попутное извлечение этих элементов является экономически выгодным.

Для первичных руд месторождения отношение S:Se не превышает 3000, отношение S:Se для руд месторождения в целом составляет в среднем 2100:1 и Se:Te 4:1, т. е. отношение S:Se:Te $\approx$ 8400:4:1.

В табл. 28 приведены сводные результаты химических анализов рудообразующих сульфидов на содержание селена и теллура. Согласно этим данным, по мере развития гидротермальных процессов наблюдается достаточно четкое и закономерное изменение содержаний селена и теллура. Так, содержание селена в молибденитах, халькопиритах и пиритах с понижением температуры рудообразующих растворов постепенно возрастает и достигает максимума в среднетемпературных условиях, а затем снова падает. В отличие от селена содержания теллура в тех же сульфидах претерпевают постепенный рост и его максималь-

Таблица 28

Содержания селена и теллура в главных рудообразующих сульфидах

Стадии минерализации, минералы	Количество анализов	С е л е н , %		Т е л л у р , %	
		пределы	среднее	пределы	среднее
I Кварц-магнетитовая					
Пирит	1	0,0080	0,0080	0,0021	0,0021
Халькопирит	3	0,0082—0,0097	0,0088	0,0002—0,0003	0,0002
Молибденит	3	0,0080—0,031	0,0227	Сл.—0,0016	0,0016
II Кварц-полевошпатовая					
Халькопирит	2	0,0081—0,0104	0,0094	0,0002—0,0012	0,0007
Молибденит	6	0,0015—0,057	0,0298	Сл.—0,0090	0,0033
III Кварц-молибденитовая					
Пирит	2	0,0065—0,0100	0,0083	0,0016—0,0080	0,0048
Халькопирит	3	0,0110—0,034	0,0230	0,0009—0,0070	0,0046
Молибденит	74	0,0020—0,061	0,0276	0,0005—0,010	0,0032
IV Кварц-халькопирит-молибденитовая					
Халькопирит	17	0,0080—0,048	0,0241	0,0004—0,022	0,0052
Молибденит	22	0,0090—0,128	0,0550	0,0020—0,0091	0,0044
V Кварц-халькопиритовая					
Пирит	4	0,0060—0,029	0,0140	0,0008—0,0065	0,0031
Халькопирит	44	0,0030—0,048	0,0225	0,0007—0,0180	0,0052
Молибденит	8	0,0070—0,037	0,0212	0,0010—0,0084	0,0044
VI Кварц-пиритовая					
Пирит	33	0,0010—0,0260	0,0064	0,0001—0,031	0,0046
Халькопирит	5	0,0120—0,0200	0,0170	0,0018—0,009	0,0056
Молибденит	6	0,0170—0,0380	0,0278	0,0026—0,011	0,0070
VII Кварц-сфалерит-галенитовая					
Пирит	4	0,0070—0,0140	0,0101	0,0080—0,012	0,0096
Халькопирит	5	0,0123—0,0240	0,0159	0,0012—0,060	0,0187
Сфалерит	13	0,0013—0,0080	0,0047	0,0010—0,014	0,0051
Галенит I	10	0,002 —0,0086	0,0044	Сл.—0,0035	0,0027
Галенит II	10	0,017 —0,055	0,0291	0,010—0,18	0,0430

* При написании настоящего раздела использованы материалы опубликованной совместно с Р. Н. Зарьяном статьи (Фарамазян, Зарьян, 1964).

ные концентрации приурочены к рудам наиболее поздних и сравнительно низкотемпературных стадий минерализации, где он проявляется также в виде самостоятельных минералов—теллуридов.

Следует отметить, что поведение селена и теллура в сульфидах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации несколько отличается. Последнее обусловлено наличием в этих сульфидах микроскопических включений различных теллуридов. Нагляднее всего это отличие наблюдается на примере галенита, который, как указывалось, в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации представлен двумя генерациями. Установлено, что галенит I содержит значительно меньше концентрации селена и теллура, чем галенит II (табл. 28), в ассоциации с которым отмечаются микровключения теллуридов. Нам кажется, что вероятнее всего высокие содержания селена и теллура в галените II обусловлены повышением концентрации этих элементов в остаточных растворах, которые значительно обогатили селеном ассоциирующие с галенитом II выделения теллуридов.

Подтверждением высокой селеноносности теллуридов служит также наблюдаемая зависимость между содержаниями селена и теллура, с одной стороны, и серебром (золотом) и висмутом—с другой. Галенит I, содержащий незначительные концентрации серебра (золота) и висмута, как правило, беден также селеном и теллуром, и наоборот, галенит II, содержащий микровключения теллуридов серебра (золота) и висмута, богат селеном и теллуром. Очевидно, подобную зависимость можно объяснить лишь примесью минералов теллура—теллуридов Pb, Ag (Au) и Bi и частично, как считает Н. В. Нечелюстов (1962), гетеровалентным компенсационным изоморфизмом между двумя катионами свинца и парой $\text{Bi}^{3+} \text{Ag}^+$.

В сфалеритах, халькопиритах и, по-видимому, в пиритах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, так же как и в галенитах, повышенные содержания селена и теллура, по-видимому, обусловлены микровключениями теллуридов, а не изоморфным замещением серы селеном и теллуром.

Из числа менее распространенных минералов-носителей селена и теллура были изучены блеклая руда—тетраздрит ($\text{Se}—0,043\%$; $\text{Te}—0,021\%$) и борнит ($\text{Se}—0,024$; $\text{Te}—0,0075\%$).

Анализ материалов исследований поведения селена и теллура в процессах гидротермального рудообразования показал, что геохимическая судьба селена связана с его более широко распространенным аналогом серой. Это подтверждается также выявленной корреляционной зависимостью между содержаниями селена и серы в рудах (рис. 32). Такое поведение селена объясняется широкой аналогией химических и кристаллохимических свойств этих элементов. Именно благодаря этому селен в многосульфидных рудах не выделяется в виде самостоятельных минералов—селенидов, а рассеивается в сульфидах, изоморфно замещая ион S^{2-} или $[\text{S}_2]^{2-}$. В отличие от селена теллур, в силу своих кристаллохимических свойств, при процессах минералообразования, кроме рассеянной «невидимой» формы, образует самостоятельные минералы-теллуриды, хотя концентрации теллура в рудах обычно уступают селену. При этом массовое образование теллуридов обычно происходит в сравнительно низкотемпературные стадии минералообразования.

Близостью кристаллохимических свойств теллура и селена следует объяснить также изоморфизм между селеном и теллуром в теллуридах. На примере изученных руд устанавливается, что повышенные концентрации селена могут рассеиваться в теллуридах так же, как и в суль-

фидах, если концентрация теллура превышает селен. Следовательно, для образования минералов селена—селенидов в гидротермальных растворах необходимы не только пониженные концентрации серы, но и теллура, в противном случае селен может рассеяться в сульфидах или теллуридах.

Если составить возрастающий ряд селеноносности изученных сульфидов, то в этом ряду их можно расположить в следующей последовательности: сфалерит—галенит—пирит—халькопирит—молибденит—теллуриды.

Вопрос теллуриноносности изученных сульфидов полностью не выяснен, ибо установить предельные концентрации изоморфно смешиваемого теллура в сульфидах не удалось*. Поэтому был составлен следующий возрастающий ряд сродства металлов с теллуrom: Pb—Bi—Ag—Au. Этот ряд полностью совпадает с рядом возрастания «относительно-го сродства к теллуру», введенного В. В. Щербиной (1937), за исключением ни-

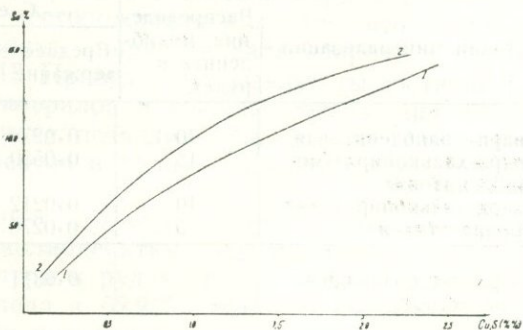


Рис. 32. Кривые корреляционной зависимости между серой и селеном (1) и медью и селеном (2) в рудах по данным 65 анализов.

келя и ртути, которые, будучи нехарактерными элементами руд медно-молибденовой формации, очевидно, выпадают.

Одним из интересных вопросов изучения геохимии селена и теллура в рудах месторождения является вывод средних содержаний и закономерностей распределения этих элементов в минералах и рудах месторождения в целом. Поэтому на основании химических анализов и количественно-минерального состава руд различных стадий минерализации предпринят расчет средних содержаний и распределения селена и теллура в главных рудообразующих минералах руд месторождения: молибденитах (табл. 29), халькопиритах (табл. 30) и пиритах (табл. 31). Данные этих таблиц показывают, каковы средние содержания селена и теллура в соответствующих минералах по месторождению в целом, как распределяются селен и теллур в минерале-носителе по стадиям минерализации, что позволяет определять наиболее важную в отношении концентрации описываемых элементов стадию минерализации. Например, в табл. 29 приведены средние содержания селена (0,0311%) и теллура (0,0035%) в молибденитах месторождения и закономерности количественного распределения этих элементов в молибденитах разных генераций. Эти данные позволяют сделать вывод о неравномерном распределении селена и теллура в молибденитах разных стадий, а наиболее важное значение в концентрации этих элементов имеют молибдениты кварц-молибденитовой стадии, которые концентри-

* Как указывалось в разделе «минералогия», теллуриды различных металлов устанавливаются во всех случаях, когда содержание теллура в пробе составляет 0,01% (иногда и меньше). Исключение составляют молибдениты, в которых теллуриды не выявлены, хотя в некоторых пробах содержание теллура превышало 0,01%. Предполагается, что такое поведение теллура в молибденитах обусловлено высокой температурой образования молибденита, когда теллур в состоянии замещать серу в сульфидах.

руют 62,2% селена и 64,2% теллура, хотя содержания и селена и теллура в молибденитах следующей кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации значительно выше. Сведения аналогичного характера приведены в табл. 30 для халькопирита и в табл. 31 для пирита.

Таблица 29

Средние содержания селена и теллура и их распределение в молибденитах по стадиям минерализации, %

Стадии минерализации	Распределение молибденита в рудах	С е л е н		Теллур	
		Среднее содержание	Распределение	Среднее содержание	Распределение
Кварц-молибденитовая	70	0,0276	62,2	0,0032	64,2
Кварц-халькопирит-молибденитовая	15	0,0550	26,6	0,0044	18,9
Кварц-халькопиритовая	10	0,0212	6,8	0,0044	12,6
Прочие стадии	5	0,0276	4,4	0,0030	4,3
Среднее содержание (расчетное)		0,0311		0,0035	

Таблица 30

Средние содержания селена и теллура и их распределение в халькопиритах разных стадий минерализации, %

Стадии минерализации	Распределение халькопирита в рудах	С е л е н		Теллур	
		Среднее содержание	Распределение	Среднее содержание	Распределение
Кварц-молибденитовая	5	0,0230	5,1	0,0046	4,3
Кварц-халькопирит-молибденитовая	20	0,0241	21,5 70,3	0,0052	19,6
Кварц-халькопиритовая	70	0,0225	3,1	0,0052	68,4
Прочие	5	0,0140		0,0082	7,7
Среднее (расчетное) содержание		0,0224		0,0053	

Таблица 31

Средние содержания селена и теллура и их распределение в пиритах разных стадий минерализации, %

Стадии минерализации	Распределение пирита в рудах	С е л е н		Теллур	
		Среднее содержание	Распределение	Среднее содержание	Распределение
Кварц-халькопиритовая	15	0,0140	26,0	0,0031	10,4
Кварц-пиритовая	60	0,0064	47,5	0,0046	61,6
Кварц-сфалерит-галенитовая	5	0,0101	6,2	0,0096	10,6
Прочие	20	0,0082	20,3	0,0039	17,4
Среднее содержание (расчетное)		0,0081		0,0045	

Однако для полной характеристики руд в отношении концентрации и распределения селена и теллура необходимо учесть количественно-минеральный состав руд месторождения в целом. Следует отметить, что из сульфидов и теллуридов-носителей описываемых элементов в рудах

наиболее важное значение имеют полезные компоненты (молибденит и халькопирит) и пирит, являющийся одним из распространенных сульфидов руд. Что касается остальных сульфидов (галенит, сфалерит и др.), сульфосолей и теллуридов, то в рудах они имеют значительно слабое развитие. Поэтому естественно, что при расчете средних содержаний и распределения селена и теллура в рудах месторождения в целом данными второстепенных и редких минералов можно пренебречь.

Изучение количественно-минерального состава наряду с полными химическими анализами руд месторождения показало, что количественные соотношения молибденита, пирита и халькопирита в первом приближении составляют 1:10:15. Приведенные результаты соотношения главных рудообразующих минералов и средние содержания селена и теллура в отдельных сульфидах позволили рассчитать баланс распределения описываемых элементов в рудах месторождения в целом (табл. 32).

Данные табл. 32 показывают, что хотя наиболее высокие содержания селена приурочены к молибденитам, однако важное значение в концентрации селена и теллура в рудах имеет халькопирит, в котором сосредоточено 75% селена и 62,2% теллура. Об этом также свидетельствует установленная корреляционная зависимость между содержаниями селена и меди (рис. 32).

Таблица 32
Баланс распределения селена и теллура в рудах месторождения

Главные рудообразующие сульфиды	Количественные соотношения сульфидов в руде	С е л е н		Т е л л у р	
		Среднее содержание в минерале, %	Распределение в руде, %	Среднее содержание в минерале, %	Распределение в руде, %
Молибденит	1	0,0311	7,0	0,0035	2,6
Пирит	10	0,0081	18,0	0,0045	35,2
Халькопирит	15	0,0224	75,0	0,0053	62,2

Таблица 33
Содержание селена и теллура в гипергенных минералах

Минерал	Количество анализов	Среднее содержание, %		Отношение Se : Te
		Селен	Теллур	
Повеллит*	3	0,0049	0,0014	3,5 : 1
Молибденит*	3	0,0298	0,0031	9,6 : 1
Ярозит	2	0,0125	0,0020	6,2 : 1
Борнит	1	0,0033	0,0017	2,0 : 1
Халькозин	1	0,0016	Сл.	—
Ковеллин	1	0,0012	Сл.	—
Лимонит	3	0,0008	0,0001	8,0 : 1
Малахит	1	0,0005	0,0004	1,2 : 1
Азурит	1	0,0004	0,0006	0,7 : 1
Хризоколла	1	Не обн.	Не обн.	—

* Молибденит и повеллит взяты из одних и тех же прожилков.

Вторым важным концентратором этих элементов является пирит, и лишь незначительные количества селена и теллура (соответственно 7,0 и 2,6%) приходятся на молибдениты.

Поведение селена и теллура в гипергенных процессах изучалось на примере исследования некоторых минералов зоны окисления (табл. 33) и рудничных вод.

Содержания селена и теллура во вторичных минералах резко пониженное. В окисленных рудах селен и теллур, как правило, присутствуют в стотысячных долях процента, при весовом отношении Se:Te в среднем 1:1.

Наиболее высокое содержание селена и теллура отмечается в ярозите, где эти элементы, по-видимому, в виде анионов $[\text{SeO}_4]^{2-}$ и $[\text{TeO}_4]^{2-}$ замещают сульфатную серу.

Интересно отметить, что в зоне окисления концентрация селена по отношению к теллуру убывает, что особенно наглядно на примере молибденита и повеллита, ибо последний, псевдоморфно развиваясь за счет молибденита, содержит в 6 раз меньше селена и лишь в два раза меньше теллура. Это подтверждается также данными химических анализов пробы рудничной воды (табл. 34).

Таблица 34

Результаты химических анализов рудничной воды

С о д е р ж а н и я*			О т н о ш е н и я	
серы	селена	теллура	Se : Te	S : Se : Te
6,14	0,0014	0,0001	14 : 1	60000 : 14 : 1
2790	0,64	0,045		

* В числителе приведено содержание элемента в сухом остатке в процентах, в знаменателе—пересчитано на 1 л рудничной воды (мг/л).

Сравнение отношения S:Se:Te в рудничных водах (60000:14:1) с соотношением этих элементов в рудах (8400:4:1) показывает, что миграционная способность серы селена и теллура возрастает от теллура к сере. Перенос селена и теллура рудничными водами, по-видимому, осуществляется в виде свободных кислот легко растворимых солеобразных соединений со щелочами.

Изучение особенностей геохимии селена и теллура, закономерностей их распределения в рудах отдельных стадий минерализации и минералах месторождения позволяет сделать следующие выводы:

1. Основные черты геохимии селена в рудах месторождения определяются общностью химических и кристаллохимических свойств с серой. Вследствие значительно высокой концентрации серы по сравнению с селеном последний рассеивается в сульфидах и сульфосолях—именно в этом причина отсутствия селенидов в рудах. Содержание селена в рудах закономерно уменьшается от среднетемпературных стадий минерализации к низкотемпературным. В минералах содержание селена убывает в последовательности: теллуриды Pb, Bi, Ag и Au—молибденит—халькопирит—пирит—галенит—сфалерит. Присутствие селена в сульфидах связано с изовалентным изоморфизмом между ионами серы и селена.

2. Теллур, в отличие от селена, дает два типа концентраций: в виде теллуридов, приуроченных в основном к концу рудообразовательных процессов, и в форме примеси в составе сульфидов и сульфосолей. Намечается следующий ряд сродства металлов с теллуrom: Pb—Bi—

Ag—Au. Концентрация теллура закономерно повышается от высокотемпературных стадий к низкотемпературным.

3. Селен и теллур в различных минералах руд распределяются неравномерно. В концентрации селена и теллура важное значение имеют главные рудообразующие минералы—халькопирит, пирит, молибденит; роль остальных сульфидов, сульфосолей и теллуридов-носителей селена и теллура в рудах весьма подчиненная. Наибольшие концентрации селена и теллура, рассеянных в рудах, связаны с халькопиритом (Se—75, Te—62,2%), затем следует пирит (Se—18, Te—35,2%) и лишь небольшие количества этих элементов (Se—7,0, Te—2,6%) рассеяны в молибденитах.

4. Соотношения между серой, селеном и теллуrom в рудах варьирует в широких пределах. Весовое отношение S:Se:Te в первичных рудах месторождения в среднем составляет 8400:4:1.

5. В зоне окисления селен и теллур окисляются до высших валентностей и мигрируют грунтовыми (рудничными) водами в виде легкорастворимых солей щелочей и др. Отношение Se:Te для окисленных медно-молибденовых руд месторождения в целом равно 1:1. В зоне окисления миграционная способность металлоидов группы серы падает в последовательности сера—селен—теллур.

Молибден. Является одним из широко распространенных элементов руд месторождения, обуславливающим их промышленную ценность. По данным Б. М. Меликсетяна, содержание молибдена в породах монцитовой интрузии по сравнению с кларком в земной коре ($1,9 \cdot 10^{-4}\%$) повышено в 2,7 раза и составляет $5,4 \cdot 10^{-4}\%$. Накопление молибдена в гипогенных рудах месторождения происходит исключительно за счет его дисульфида—молибденита. Кроме того, молибден в виде примеси отмечается во всех минералах руд—силикатах, окислах, сульфидах. Количество примеси молибдена колеблется в пределах 0,0003—0,1%.

В пределах рудного поля месторождения содержание молибдена падает по мере удаления от Дебаклинского разлома с запада на восток; с глубиной содержание молибдена, на разведанных горизонтах, довольно выдержанное. Основные концентрации молибдена в рудах связаны с кварц-молибденитовой (70%) и кварц-халькопирит-молибденитовой (10%) стадиями минерализации; роль остальных стадий в отношении молибдена—подчиненная.

В результате спектральных анализов мономинеральных образцов некоторых рудообразующих минералов было установлено присутствие молибдена почти во всех пробах (табл. 35). Однако следует отметить, что в образцах, содержащих $\text{Mo} > 0,1\%$, обычно отмечаются редчайшие микроскопические выделения молибденита и присутствие молибдена в них, очевидно, обусловлено механической примесью молибденита.

При воздействии экзогенных агентов (кислород, вода) сульфид молибдена—молибденит, несмотря на большую устойчивость, окисляется и образует сернокислый окисел молибдена— $2\text{MoO}_2 \cdot \text{SO}_4$ (Долуханова, 1958). При этом одновременно образуется также молибденовая кислота— H_2MoO_4 . По своему строению ион $[\text{MoO}_4]^{2-}$ тетраэдрического типа и весьма устойчив. Обычно образует легкорастворимые соли и лишь с ионами большой и активной поляризации (Pb^{2+} , Ca^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{3+} и Bi^{3+}) образует сравнительно труднорастворимые, слабо мигрирующие в определенных условиях, соли. В кислой среде с $\text{pH} \approx 3$ в присутствии окисного железа (Fe^{3+}) из растворов выпадает ферримоллибдит, в щелочной среде в присутствии Ca^{2+} выпадает повел-

лит*, т. е. выпадение их из растворов требует специфических условий. На Каджаранском месторождении pH рудничных вод, как правило, составляет 7—8. В связи с этим ферримолибдит встречается крайне редко, а повеллит—лишь в мощных кварц-молибденитовых жилах. Однако и эти незначительные количества вторичных минералов молиб-

Таблица 35

Содержание молибдена в некоторых минералах руд
(по данным спектральных анализов*)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %				
		0,001	0,001— —0,01	0,01— —0,03	0,03— —0,1	0,1
Халькопирит	83	4	12	23	47	14
Пирит	41	17	11	34	28	10
Галенит	24	19	18	54	9	—
Сфалерит	17	26	27	39	6	2
Магнетит	12	45	29	21	5	—

* Содержание $\text{Mo} > 0,1\%$ исключены, ибо они связаны с механической примесью молибденита.

дена, будучи сравнительно легкорастворимыми соединениями, при небольших изменениях pH—среды растворяются и выносятся из зоны окисления.

Косвенными расчетами установлено, что около 90% выносимого поверхностными (рудничными) водами молибдена захватывается некоторыми минералами зоны окисления (лимониты, ярозиты и др.). В последних почти во всех случаях спектрально обнаруживается 0,001—0,01%, а иногда и 0,1% молибдена. Содержание молибдена в рудничных водах месторождения колеблется в пределах 0,1—8 мг/л, что говорит о большой скорости окисления и миграционной способности иона $(\text{MoO}_4)^{2-}$. По подсчетам Н. И. Долухановой (1958), ежегодный вынос молибдена за пределы месторождения составляет 573 кг, при суточном дебите воды 554 тыс. л.

Серебро и золото. Кларк серебра в земной коре составляет $1,5 \cdot 10^{-4} \%$, золота— $5 \cdot 10^{-6} \%$. По своим свойствам образовывать ионы серебро сильно отличается от золота. Если золото обычно распространено в самородном состоянии, образуя ограниченное число минералов, то аналог золота в V периоде—серебро—характеризуется ионной формой распространения.

В гидротермальных растворах серебро обычно переносится в ионной форме, тогда как золото переносится в виде коллоида в гелях кремнекислоты. При благоприятных условиях самородное золото может ионизироваться до Au^{1+} , и в этом случае между ними действительно наблюдается неограниченный изоморфизм (например, гессит—петцит, креннерит—калаверит). Здесь содержание золота и серебра обуславливается лишь отношением $\text{Au}:\text{Ag}$ в рудоносных растворах.

Обычно по времени отложения золото тесно ассоциируется с сульфидами полиметаллов (галенитом, сфалеритом, иногда с халькопиритом) или еще более поздними сульфоантимонитами. Наряду с этим некоторое количество золота отлагается в более ранней стадии, тесно ассоциируясь с пиритом и халькопиритом. В. М. Крейтер и др. (1958)

* Отсюда антагонизм между ферримолибдитом и повеллитом, который наблюдается в зоне окисления месторождения.

указывают, что в отличие от более «позднего», «раннее» золото характеризуется для всех изученных месторождений как тонкодисперсное, субмикроскопическое, невидимое даже при самых сильных увеличениях под микроскопом.

В рудах Каджаранского месторождения золото и серебро имеют незначительное распространение и встречаются главным образом в виде элементов-примесей в сульфидах, редко образуя самостоятельные минералы (самородное золото, аргентит, теллуриды).

Минеральная форма золота и серебра отмечается лишь в самой поздней стадии минерализации в рудах кварц-сфалерит-галенитового состава. Однако следует отметить, что наибольшее значение имеют рассеянное в сульфидах (халькопирите, частично в пирите) золото и серебро, приуроченные к средним стадиям минерализации. Это золото и серебро по количеству значительно превосходят «поздние» и, кроме того, связаны с халькопиритом, который является одним из ценных компонентов руд*.

Согласно произведенным химическим и пробирным анализам руд, концентратов и «мономинеральных» фракций, наиболее высокими концентрациями золота и серебра характеризуются концентраты и руды кварц-сфалерит-галенитового состава. При этом в последних наблюдается зависимость их содержания от содержания теллура и заметная приуроченность к галениту и сфалериту. Зависимость их содержания от теллура обусловлена тем, что они присутствуют преимущественно в виде самостоятельных минералов—теллуридов, а приуроченность указанных минералов, т. е. теллуридов к галениту говорит за то, что выделение их происходило совместно или даже несколько позже галенита.

Полуколичественными спектральными анализами золото в количестве 0,001—0,003% обнаруживается в тетраэдрите, реже в галените и еще реже в сфалерите. Безусловно, обнаруживаемое в указанных минералах золото обусловлено механической примесью его теллуридов или самородного золота.

В отличие от золота серебро в рудах месторождения имеет более широкое развитие и спектральными анализами выявляется во всех главных рудообразующих сульфидах (табл. 36). Как следует из табл. 36, наличие серебра отмечается во всех проанализированных образцах галенита и сфалерита: последние характеризуются и наиболее высокими содержаниями серебра.

Таблица 36

Содержание серебра в сульфидах руд
(по данным спектральных анализов)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %						
		Не обн.	0,001	0,001— —0,003	0,01— —0,03	0,03— —0,1	0,003— —0,01	0,1— —0,3
Молибденит	90/35	5	87	7	—	—	1	—
Халькопирит	106/88	18	36	40	—	—	6	—
Пирит	50/14	28	64	8	—	—	—	—
Сфалерит	84/84	—	45	33	8	—	14	—
Галенит	64/64	—	—	—	39	6	37	18

* В настоящее время золото и серебро, рассеянное в халькопирите руд месторождения, извлекается попутно с медью из медных концентратов при их промышленной обработке в Алавердском медно-химическом комбинате.

При сравнении минераграфических исследований с данными спектральных анализов устанавливается, что наличие 0,1—0,3% серебра (главным образом в галените) почти всегда сопровождается механической примесью серебросодержащих минералов: аргента, гессита, петцита. В отношении наличия серебра в других сульфидах иногда наблюдается некоторая зависимость от присутствия свинца. В одних случаях (при содержаниях 0,01% Ag) свинец фиксируется в виде галенита или сульфовисмутитов свинца, в других даже очень детальными наблюдениями минералы свинца в шлифах не устанавливаются. Это позволяет предполагать, что в последних серебро присутствует в рассеянном виде вне зависимости от галенита или других минералов свинца. Это подтверждается также данными анализов. Так, например, отношение Ag:Pb в галените значительно меньше отношения Ag:Pb в халькопирите, молибдените, пирите, сфалерите. Возможно, Pb в указанных сульфидах является элементом-посредником, способствующим вовлечению Ag в решетку сульфидов.

Материалом, освещающим поведение серебра и золота в зоне окисления, мы не располагаем, хотя необходимо отметить, что спектральными анализами сухого остатка рудничных вод обнаруживается до 0,001% Ag ($5 \cdot 10^{-3}$ мг/л), указывающее на сравнительно легкую миграцию Ag из руд месторождения.

Проведенные исследования по изучению поведения золота и серебра в рудах месторождения позволяют сделать следующие выводы:

1. Основная масса серебра и золота, распространенного в рудах месторождения, представлена в субмикроскопической форме в связи с халькопиритом и пиритом, приуроченных к средним стадиям рудного процесса. Подчиненное значение имеют самостоятельные минералы золота и серебра, выделение которых связано с наиболее поздней кварц-сфалерит-галенитовой стадией минерализации.

2. Между содержанием золота и серебра, с одной стороны, и теллуридом—с другой, наблюдается некоторая зависимость лишь в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии, очевидно, обусловленная наличием их теллуридов. Отношение Au:Ag в изученных рудах и их продуктах варьирует в широких пределах: оно меньше для субмикроскопического золота и серебра (от 1:177 до 1:37) и значительно больше для минеральных форм (от 1:15 до 1:3,7).

3. Наиболее высокие содержания золота и серебра отмечаются в свинцовом концентрате и «мономинерально» отобранном галените: золота до 42 г/т и серебра до 154 г/т, что связано с наличием в пробе механической примеси теллуридов золота и серебра.

4. Сереброносность сульфидов повышается по мере развития гидротермальных процессов. Наиболее сереброносным сульфидом руд является галенит (0,1—0,3% Ag), затем по мере уменьшения содержания серебра, следует сфалерит, халькопирит, пирит, молибденит.

5. Необходимо поставить работы по исследованию количественного и качественного распространения золота и серебра в рудах полиметаллической стадии минерализации. Присутствие выдержанных и достаточно высоких содержаний золота и серебра в указанных рудах безусловно может обусловить их промышленную разработку.

Кадмий. Кларк кадмия в земной коре 0,00005%. Широко развит в рудах, содержащих заметные количества сфалерита. Связь кадмия с указанными рудами обусловлена его постоянной примесью главным образом в сфалерите; в тех или иных количествах кадмий отмечается также в тетраэдрите (0,1—0,3%), галените и халькопирите (табл. 37). Самые высокие содержания кадмия отмечаются в наиболее

поздних генерациях сфалерита (медово-желтые и совершенно прозрачные разности) —клеюфане.

В геохимическом отношении цинк и кадмий являются близкими элементами. Обычно в эндогенных условиях кадмий концентрируется

Таблица 37

Содержание кадмия в некоторых сульфидах руд
(по данным спектральных анализов)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %					
		Не обн.	0,01— —0,03	0,03— —0,1	0,1— —0,3	0,3— —1	1— —3
Халькопирит	106/38	65	30	5	—	—	—
Сфалерит	84/84	—	—	2	45	48	5
Галенит	64/41	36	53	11	—	—	—

там же, где и цинк, повторяя его геохимическую историю. А. Е. Ферсман (1939) кадмий относит к эндохриптному элементу сфалерита. Ассоциация кадмия с цинком проявляется сильнее всех элементов, обычно приурочивающихся к сфалериту. Эта неразрывная ассоциация, по-видимому, обусловлена малым, по сравнению с цинком, кларком кадмия, одинаковыми с цинком путями миграции в гипогенных условиях, а также химической и кристаллохимической близостью их двухвалентных ионов.

Присутствие кадмия в тетраэдрите обусловлено теми же причинами, что и присутствие цинка (в описанном тетраэдрите содержание цинка составляет 6,06%). Присутствие кадмия в галените и халькопирите казалось бы обусловлено механической примесью сфалерита или в связи с какой-либо другой формой примеси цинка. Однако установленные химическими и полярографическими анализами содержания Cd и Zn в халькопирите и галените и их отношения заметно отличаются от таковых в сфалерите (табл. 38). Так, например, если отношение Cd:Zn в сфалеритах колеблется в пределах от 1:200 до 1:80, то в галените это отношение возрастает до 1:21, а в халькопирите от 1:11 до 1:13. Вряд ли такая высокая концентрация кадмия по отношению к цинку обусловлена механической примесью сфалерита. Вернее было бы предполагать, что кадмий в указанных минералах является изоморфной примесью: замещает железо (в халькопирите) и свинец (в галените).

Таблица 38

Содержание кадмия и цинка в сфалерите, галените и халькопирите
(химические и полярографические анализы)

Минералы	Содержание, %		Отношение Cd:Zn
	Zn	Cd	
Сфалерит (чёрный)	63,00	0,34	1:185
Сфалерит (бесцветный)	66,82	0,64	1:97
Сфалерит (кирпично-красный)	63,76	0,34	1:184
Галенит	0,38	0,018	1:21
Галенит	0,44	0,021	1:21
Халькопирит	0,14	0,011	1:13
Халькопирит	0,10	0,012	1:11

Проведенные исследования распространения и распределения кадмия в рудах месторождения позволяют сделать следующие выводы:

1. Кадмий в рудах месторождений рассеян в виде изоморфной примеси в сульфидах. Его наиболее высокие концентрации (до 1%) отмечаются в сфалерите; более низкими содержаниями характеризуются галенит и халькопирит. Однако, имея в виду несравненно широкое распространение халькопирита в рудах месторождения, можно полагать, что основная масса кадмия в рудах заключена в халькопирите—одном из промышленно ценных компонентов.

2. Масштабы извлечения халькопирита в виде медных флотоконцентратов позволяют выдвинуть вопрос побочного извлечения кадмия из медных концентратов при их металлургической обработке.

Индий. Кларк индия в земной коре 0,00001%. Является типичным рассеянным элементом. В эндогенных условиях, как правило, рассеивается в сфалеритах и сульфосолях. Рассеяние индия А. Е. Ферсман (1939) обуславливает низким кларком, близостью свойств к свойствам распространенных элементов и сильной поляризацией. В изученных рудах, по данным спектральных анализов, присутствие индия в пределах 0,001—0,003% и, редко, до 0,01% отмечается главным образом в сфалеритах черного и темно-бурого цвета (табл. 39).

Таблица 39

Содержание индия в сфалеритах
(по данным спектральных анализов)

Количество анализов	Ч а с т о т а с о д е р ж а н и й, %			
	Не обн.	0,001	0,001—0,03	0,03—0,01
84/38	55	24	19	2

Индий в количестве 0,01—0,03% обнаруживается также в тетраэдрите. Многочисленные спектральные анализы других мономинеральных проб сульфидов (молибденита, халькопирита, пирита и галенита) не обнаруживают индия. Химическим анализом в двух пробах халькопирита обнаружено $1,5 \cdot 10^{-4}$ % индия. В двух мономинеральных пробах галенита (из 64) спектральным анализом обнаружено 0,001%.

Как в окисленных рудах, так и в главных минералах зоны окисления наличие индия не отмечалось. По-видимому, и в гипергенных условиях индию свойственно рассеяние.

Приведенные исследования качественного и количественного распределения индия в рудах месторождения позволяют сделать следующие выводы:

1. Основная масса рассеянного в рудах индия приурочена к сфалеритам, относящимся к наиболее поздней стадии рудной минерализации. При этом индий концентрируется в сфалеритах темных (черных) и темно-бурых разностей, принадлежащих к ранним генерациям этого минерала.

2. Наиболее распространенный минерал-носитель индия, а также промышленно ценный компонент руд—халькопирит содержит $1,5 \cdot 10^{-4}$ % In, что в переводе на 50%-ный медный концентрат составляет 0,5—0,7 г/т индия.

Олово. Кларк олова составляет $3,2 \cdot 10^{-3}$ %. В рудах месторождения спектральными анализами обычно не обнаруживается. Изучение спектрального состава главных рудообразующих минералов

показало, что олово в рудах присутствует в виде изоморфной примеси лишь в халькопирите. Спектральные анализы мономинеральных проб халькопирита (106 проб) в 40 пробах обнаружили от 0,001 до 0,003% олова.

Вольфрам. Кларк в земной коре 0,007%. Повышенные концентрации связаны с кислыми, реже умеренно кислыми гранитоидами.

В рудах Каджаранского месторождения вольфрам обнаружен спектральными анализами в нескольких образцах руд прожилково-вкрапленного типа. Содержание вольфрама в указанных образцах составляет 0,01—0,03%. Никакой зависимости между содержанием вольфрама и других компонентов руд—сульфидов не установлено. Спектральные анализы тяжелой фракции руд, показавших наличие вольфрама, содержат от 0,1 до 0,3% W. О присутствии примеси шеелита в рудах месторождения указывает И. Г. Магакян. Мы также склонны считать, что обнаруживаемые спектральными анализами незначительные содержания вольфрама связаны с шеелитом, рассеянным во вмещающих породах. Последний нами был обнаружен также в прожилке кварц-молибденитового состава в тесных срастаниях с молибденитом и жильным кварцем.

Имея в виду низкую чувствительность спектроскопического метода открытия вольфрама (0,01%), а также то, что присутствие молибдена маскирует линии вольфрама, можно предположить, что он в рудах распространен шире, чем это следует из произведенных спектральных анализов.

Рений. Относится к одному из сильно рассеянных элементов земной коры. Это объясняется тем, что он имеет очень малый кларк— $1 \cdot 10^{-7}$ (Ноддак, 1935) и по ряду физических и химических свойств близок с сравнительно широко распространенными соседями периодической системы. Радиус атома металлического рения в 12-координации—1,37 Å (Goldschmidt, 1954), расчетный экстраполированный радиус иона Re^{4+} —0,72 Å (Ahrens, 1952) и Re^{7+} —0,55 Å (Goldschmidt, 1954) или 0,52 Å (Бокий 1960).

Установлено, что рений при ясно выраженных халькофильных свойствах накапливается также в редкоземельных силикатах некоторых пегматитов в количестве от 10^{-6} до 10^{-4} % (Ноддак, 1935). Однако наиболее высокие содержания рения устанавливаются в молибденитах различных типов.

Изучая различные молибдениты И. и В. Ноддак (1935) пришли к выводу об обязательном обогащении рением их высокотемпературных разностей пневматолитического происхождения. Такого же мнения придерживался А. Е. Ферсман (1939). Однако исследования последних лет показали, что молибдениты среднетемпературных месторождений кварц-молибденит-халькопиритовой формации руд содержат рения $p \cdot 10^{-2}$ % и даже выше, тогда как молибдениты редкометалльных высокотемпературных месторождений и пегматитов содержат рения в пределах $p \cdot (10^{-4} - 10^{-5})$ % (Баситова, 1960; Студенникова, 1959; Жиров, Иванова, 1959; Хрущов и др., 1960; Фармазян, 1961; Бадалов, 1962 и др.).

Обычно в рудах молибденовых и медно-молибденовых месторождений содержания рения невысокие, однако, будучи рассеянным в молибденитах, он накапливается в молибденовых концентратах и его извлечение становится экономически выгодным*.

* Преимущественная приуроченность рения к молибденитам позволяет предполагать, что между рением и молибденом должна существовать корреляционная

На потенциальные возможности получения рения из руд Каджаранского месторождения указывал еще в довоенное время С. А. Мовсесян (1941). Однако первые сведения о содержаниях рения в рудах месторождения стали известны по сообщениям И. Г. Магакьяна и Г. О. Пиджяна в 1954 г.

Так как содержания рения в рудах месторождения очень низкие, а методы химических анализов недостаточно разработаны для проб с низкими содержаниями, то изучение рения производилось отбором мономинеральных проб молибденита и других минералов. В табл. 40 приведены данные химических анализов молибденитов месторождения, отобранные из разных его генераций.

Данные таблицы показывают, что исключительно во всех стадиях минерализации крупночешуйчатые разности молибденитов несут более высокие содержания рения, чем мелкочешуйчатые. Кроме того, наиболее высокие содержания рения характерны для молибденитов кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации, где его среднее содержание составляет 0,0739%.

Таблица 40

Средние содержания рения в молибденитах разных стадий минерализации

Стадии минерализации, тип руды, величина чешуек молибденита	Количество анализов	Содержания рения, %		Отношение Mo:Re
		пределы от—до	среднее	
I Кварц-магнетитовая				
Мелкочешуйчатый	2	0,026—0,030	0,023	2140:1
II Кварц-полевошпатовая				
Крупночешуйчатый	4	0,034—0,043	0,0385	1560:1
III Кварц-молибденитовая				
Жильный тип	38	0,019—0,049	0,0321	1870:1
Крупночешуйчатый	10	0,027—0,049	0,0359	1670:1
Прожилковый тип				
Крупночешуйчатый	11	0,026—0,049	0,0362	1650:1
Среднечешуйчатый	8	0,026—0,042	0,0344	1740:1
Мелкочешуйчатый	9	0,019—0,029	0,0220	2720:1
IV Кварц-халькопирит-молибденитовая				
Прожилковый тип	14	0,030—0,161	0,0739	810:1
Крупночешуйчатый	4	0,109—0,161	0,1272	470:1
Среднечешуйчатый	6	0,042—0,089	0,0625	960:1
Мелкочешуйчатый	4	0,030—0,042	0,0352	1700:1
V Кварц-халькопиритовая				
Мелкочешуйчатый	4	0,022—0,032	0,0278	2160:1
VI Кварц-пиритовая				
Крупночешуйчатый	3	0,030—0,037	0,0327	1830:1
Среднечешуйчатый	1	0,037	0,037	1620:1
Мелкочешуйчатый	1	0,031	0,031	1930:1
	1	0,030	0,030	2000:1

Устанавливается также закономерное возрастание содержания рения от ранних более высокотемпературных стадий минерализации к средним стадиям, где его максимальные содержания приурочены к молибденитам кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации.

зависимость, что и наблюдается на самом деле. Исключение составляют руды Варденисского рудопоявления молибдена, где эта зависимость нарушена, хотя и здесь самые высокие содержания рения приурочены к молибденитам (Фарамазян, Акопян, 1963).

Расчет распределения рения в рудах различных стадий минерализации (табл. 41) показал, что в молибденитах и рудах месторождения рений распределен неравномерно и ~ 90% его концентраций в рудах рассеяно в молибденитах двух стадий минерализации: кварц-молибденитовой (59,3%) и кварц-халькопирит-молибденитовой (29,5%).

Таблица 41

Распределение рения в рудах по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Распределение молибденита по стадиям, %	Среднее содержание рения, %	Распределение рения по стадиям, %
Кварц-молибденитовая	70	0.0321	59,3
Кварц-халькопирит-молибденитовая	15	0.0739	29,5
Кварц-халькопиритовая и прочие	15	0.0278	11,2
Расчетное содержание рения в молибдените		0.0378	

Следует отметить, что во всех пробах молибденита, наряду с рением химическими анализами определялись также селен и теллур. Установлено, что между содержаниями рения и селена существует корреляционная зависимость: с повышением содержания одного из них повышается содержание другого*. По-видимому, это обусловлено геохимической общностью поведения рения и селена в гидротермальном процессе. Эта общность выражена в том, что время выноса максимальных концентраций рения и селена рудообразующими растворами совпадает** или же изоморфное замещение одного из них, например серы селеном, способствует замещению другого—соответственно молибдена рением.

Для сравнения результатов исследования в отношении концентрации рения в молибденитах были изучены и собраны данные по другим месторождениям и рудопроявлениям Армении (табл. 42).

Из таблицы следует, что самые низкие содержания рения отмечаются в молибденитах Кефашенского молибденово-вольфрамового рудопроявления, принадлежащего к скарновой формации руд. Самые высокие содержания рения установлены в молибденитах Айодзорского рудного района (Варденис, Элпин, Прошиберд, Газма) и рудопоявления Аравус. Эти месторождения и рудопоявления приурочены к районам преимущественного развития сравнительно низкотемпературных, полиметаллических и свинцово-сурьмяных типов оруденения, сформированных на небольших глубинах. Кроме того, образование некоторых из них (Варденис, Элпин), согласно А. Г. Аюбяну, генетически

* На основании материалов наших исследований (Фарамазян, 1961), В. К. Могаровский (1963) методами математической статистики доказал наличие положительной корреляционной зависимости между содержаниями рения и селена в молибденитах Каджаранского месторождения. Выведенный коэффициент корреляции $r = +0,84$ со следующими уравнениями регрессии: $Re (\%) = 1,21 \cdot Se - 0,0027$ и $Se (\%) = 0,58 \cdot Re + 0,122$.

** Небезынтересно отметить, что по данным И. и В. Нодлак (1935) некоторые селениды (клаусталит, берцелианит) содержат рения в десятки раз выше, чем соответствующие им сульфиды—галенит, халькозин.

связывается с близповерхностными, субвулканическими интрузиями андезитов и андезито-дацитов миоцен-плиоценового возраста. Таким образом, наиболее высокие содержания рения отмечаются в молибде-

Таблица 42

Содержание рения в молибденитах медно-молибденовых
и молибденовых месторождений Армянской ССР*

Месторождения, рудо- проявления	Количество анализов	Содержания рения, %		Отношение Mo : Re
		Пределы	Среднее	
Кефашен	3	0,008—0,01	0,0095	6316 : 1
Дастакерт	8	0,013—0,03	0,022	2727 : 1
Анкаван	11	0,015—0,034	0,022	2727 : 1
Казан-лич	1	0,027	0,027	2222 : 1
Каджаран	129	0,019—0,243	0,0355	1700 : 1
Агарак	12	0,024—0,10	0,038	1580 : 1
Капутджух	2	0,03—0,055	0,0425	1412 : 1
Джиндара	4	0,04—0,085	0,07	857 : 1
Айгедзор	6	0,065—0,165	0,126	480 : 1
Гехи	1	0,22	0,22	273 : 1
Аравус	1	0,38	0,38	158 : 1
Прошиберд	2	0,39—0,47	0,43	139 : 1
Элпин	1	0,45	0,45	133 : 1
Газма	1	0,70	0,70	86 : 1
Варденис	3	1,22—1,88	1,66	36 : 1

* Сводная таблица составлена по материалам автора с использованием данных Г. О. Пиджяна и Р. Н. Зарьяна.

нитах, образование которых происходило в условиях небольших глубин и сравнительно низких температур.

По вопросу наличия в рудах других минералов-носителей рения высказывались различные мнения. Следует отметить, что из-за малой чувствительности и точности химических анализов и низкого содержания рения в анализируемых минералах (халькопирит, пирит и др.) полученные данные не вполне достоверны.

Таблица 43

Содержания рения и молибдена в некоторых сульфидных месторождениях

Минерал	Содержание, %		Отношение Mo : Re
	Mo	Re	
Халькопирит	0,03	0,0001	300 : 1
Халькопирит	0,07	0,00007	1000 : 1
Халькопирит	Сл.	Не обн.	—
Халькопирит	0,1	0,0001	1000 : 1
Халькопирит	0,034	Не обн.	—
Халькопирит	0,04	0,00005	800 : 1
Пирит	Сл.	Не обн.	—
Пирит	0,006	Не обн.	—
Пирит	0,008	0,00008	100 : 1
Пирит	0,04	0,00006	660 : 1
Пирит	—	0,00004	—
Пирит	—	0,00003	—
Сфалерит	0,004	Не обн.	—
Галенит	0,001	Не обн.	—
Галенит	0,004	Не обн.	—

В табл. 43 приведены результаты химических анализов некоторых сульфидов руд на содержание рения и молибдена. Из данных таблицы следует, что рений в пределах чувствительности химического анализа установлен лишь в тех пробах, в которых достаточно высоки концентрации молибдена. При этом отношения Mo:Re в указанных пробах почти такие же или на порядок ниже, чем в молибденитах. Это позволяет предполагать, что обнаруживаемые незначительные содержания рения в анализированных сульфидах в основном связаны с механической примесью молибденита. Возможно, некоторая часть рения так же, как и молибдена, рассеяна в сульфидах. При этом, как предполагает В. В. Щербина (1937), в отношении посреднической роли селена при замещении серы теллуром, возможно молибден, рассеиваясь в халькопирите и пирите, способствует рассеиванию рения. Отметим, что о существовании определенной связи между содержаниями молибдена и рения в минералах было указано еще в 1935 г. И. и В. Ноддак.

Одним из интересных вопросов геохимии рения является форма его нахождения в рудах месторождения, в частности молибденитах. Следует отметить, что в литературе отсутствуют достоверные, подтвержденные экспериментом сведения о форме рассеивания рения в молибденитах. Обычно во всех опубликованных работах изучение геохимии рения сводится к тому, что определяются степень концентрации рения в молибденитах, закономерности его распределения в тех или других типах руд и т. д., а когда речь заходит о форме его нахождения в молибденитах, то почти все исследователи ссылаются на классические работы И. и В. Ноддак, В. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана и др.

Для доказательства изоморфизма между рением и молибденом, И. и В. Ноддак (1935) экспериментально были получены молибденовые блески с содержанием рения от 0,5 до 10%. Однако этот материал не был изучен рентгеноструктурными, электронографическими методами и поэтому о гомогенности полученных сульфидов в настоящее время судить трудно. V. M. Goldschmidt (1954) на основании теоретических предпосылок близости ионных радиусов Mo^{4+} и Re^{4+} , а также постоянного присутствия рения в молибденитах считал, что рений в молибденитах рассеивается в виде Re^{4+} , изоморфно замещая Mo^{4+} . Наконец, А. Е. Ферсман (1939) на основании приведенных выше экспериментов И. и В. Ноддак и установленного им правила диагональных рядов считал, что рений в структуре молибденита рассеивается, эндокриптно замещая молибден.

Обнаружение молибденитов с достаточно высокими содержаниями рения, а также отсутствие специальных работ по изучению изоморфизма между молибденом и рением в молибденитах послужили основанием для постановки специальных исследований этого вопроса (Фарамазян, Хуршудян, 1963). Э. Х. Хуршудян прецизионными рентгеноструктурными анализами были изучены 8 образцов молибденита с содержаниями рения от 0,0002 до 1,88%. Все образцы изучались методом порошка в камере ВРС (диаметр 143,25 мм). Поправки вводились по особым снимкам с эталоном (NaCl). Полученные дебаграммы были проиндицированы в предположении гексагональной структуры молибденита и рассчитаны параметры элементарной ячейки a и c . В результате было установлено, что в зависимости от содержания рения параметр c молибденита изменяется, тогда как параметр a остается постоянным ($a=3,16 \text{ \AA}$). Причем с повышением содержания рения в молибдените параметр c уменьшается непропорционально (табл. 44).

Таким образом, проведенными прецизионными рентгеноструктурными исследованиями впервые было доказано и подтверждено ранее высказанное предположение об изоморфном характере рассеяния рения в молибдените*. Что касается уменьшения объема гексагональной

Таблица 44

Содержания рения, селена и теллура в изученных молибденитах и величина параметра c

Месторождение (рудопроявление)	Содержание примесей, %			Параметр $c \pm 0,001 \text{ \AA}$
	Рений	Селен	Теллур	
Китай (неизвестное)	0,0002	Не обн.	Не обн.	12,300
Агарак	0,035	0,024	0,002	12,288
Каджаран	0,16	0,128	0,006	12,285
Гехи	0,22	—	—	12,265
Аравус	0,38	—	—	12,255
Элпин	0,45	0,042	0,006	12,251
Прошиберд	0,47	0,038	0,004	12,245
Варденис	1,88	0,046	0,003	12,233

элементарной ячейки молибденита с повышением содержания рения, то это, по-видимому, следует объяснить более сильными поляризующими свойствами иона Re^{4+} по сравнению с ионом Mo^{4+} **.

Форма нахождения рения в молибденитах месторождения изучалась также выщелачиванием—методом водных вытяжек.

Таблица 45

Содержания молибдена и рения в водных вытяжках молибденита

Место взятия образца	Содержания, %				Отношение Мо : Re		Количество Re, перешедшего в раствор, %
	Молибденит		Вытяжка		Молибденит	Вытяжка	
	Мо	Re	Мо	Re			
Карьер, гор. 2235	58,01	0,029	0,021	0,00006	2000 : 1	350 : 1	2,0
Карьер, гор. 2220	56,79	0,064	0,038	0,00008	887 : 1	475 : 1	1,2
Карьер, гор. 2220	53,03	0,19	0,013	0,0001	280 : 1	130 : 1	0,5
Шт. 38, гор. 2075	58,02	0,023	0,04	0,00005	2520 : 1	800 : 1	2,5
Шт. 36, гор. 2025	58,84	0,063	0,02	0,00008	930 : 1	250 : 1	1,2

Проба мономинерального молибденита весом 10 г дробилась до фракции—0,15 мм и делилась пополам. Одна половина (5,0 г) анализировалась обычными методами на содержание молибдена и рения, а другая—помещалась в 50 мл воды и при комнатной температуре с перемешиванием выдерживалась в течение суток. После фильтрации раствора в фильтрате определялись содержания молибдена и рения, которые пересчитывались на количество перешедшего в раствор.

* При сравнении рентгенограмм изученных молибденитов оказалось, что варденисский молибденит, содержащий 1,88% рения, в отличие от обычного гексагонального, относится к ромбоэдрической модификации, впервые описанной Р. Е. Беллом и Р. Е. Херфертом (Bell, Herfert, 1958) для синтетического MoS_2 . Установление молибденита 3R в рудах Варденисского рудопроявления является его первой находкой в природных условиях (Фарамазян, Хуршудян, 1963).

** Согласно Ж. Лагреноди (Lagrenaudie, 1956) параметры элементарной ячейки синтетического ReS_2 меньше таковых молибденита и составляют $a=3,14 \text{ \AA}$ и $c=12,20 \text{ \AA}$.

Таблица 46

Результаты фазового химического анализа повеллита, молибденита и их смеси

Краткая характеристика пробы	С о д е р ж а н и е, %					Сумма, %	Re в связи с сульфидным молибденом (MoS ₂)		Re в связи с окисленным молибденом (CaMoO ₄)	
	Mo4+	Mo6+	нераст. ост.	MoS ₂	CaMoO ₄		Содержание Re, %	Отношение Re : Mo	Содержание Re, %	Отношение Re : Mo
Проба представлена преимущественно повеллитом	0,45	42,55	9,43	0,75	88,73	98,91	—	—	0,0005	1 : 85100
Смесь повеллита и молибденита	28,41	21,18	7,32	47,35	44,16	98,83	0,0200	1 : 1420	0,0002	1 : 105900
Проба представлена преимущественно молибденитом	57,31	0,74	1,81	95,53	1,54	98,88	0,0360	1 : 1590	—	—

Результаты этого эксперимента приведены в табл. 45, из которой следует, что в водных вытяжках, по сравнению с молибденитом, отношение Mo:Re уменьшается от 2 до 6 раз, т. е. концентрация рения по отношению к молибдену возрастает. Количество перешедшего в раствор рения колеблется в пределах 0,5—2,5%, а молибдена не более 0,1%. Эти результаты позволяют предполагать, что небольшая часть рения в молибденитах находится не в виде структурной примеси, а в виде легкорастворимых в воде соединений, которые в условиях зоны окисления и грунтовых вод могут выщелачиваться и выноситься за пределы месторождения. Природа этих соединений, в настоящее время, не выяснена.

Для изучения поведения рения при воздействии на руды атмосферных агентов были изучены окисленные руды, повеллит и некоторые минералы зоны окисления—лимонит, ярозит. Как в рудах, так и в лимоните и ярозите рений не был установлен в пределах чувствительности химического анализа.

В изучении поведения рения в зоне окисления наибольший интерес представляет повеллит—вторичный, гипергенный минерал молибдена. Последний в рудах месторождения представлен исключительно в виде листоватых псевдоморфоз по первичному, обычно крупночешуйчатому молибдениту кварц-молибденитовых жил. В шлифах и макроскопически во внутренних частях листоватых агрегатов повеллита обычно отмечаются реликты молибденита, так что гипергенное псевдоморфное происхождение повеллита по молибдениту не вызывает сомнения.

Для исследования был произведен фазовый анализ трех проб с различной степенью окисленности молибденита. Анализом определялись содержания Mo^{4+} , Mo^{6+} , Re^{4+} и Re^{6+} (?) и нерастворимого остатка—кварца. Результаты анализов (табл. 46) показали, что пути миграции молибдена и рения в зоне окисления в основном расходятся, ибо концентрация рения в повеллите по сравнению с молибденитом уменьшается в 50—60 раз.

С целью изучения путей миграции рения в гипергенных условиях из шт. «Капитальная» (наиболее нижний горизонт) была взята сборная проба рудничной воды объемом 80 л*. Проба воды была выпарена на водяной бане и сухой остаток проанализирован на содержание молибдена и рения (табл. 47).

Таблица 47

Содержание молибдена и рения в рудничной воде

	С о д е р ж а н и е		Отношение Mo:Re
	Mo	Re	
Сухой остаток, %	0.099	0.0005	200 : 1
Пересчет на 1 л рудничной воды, мг/л	0.45	0.0023	200 : 1

При сравнении отношений Mo:Re в молибденитах (1800:1—2000:1) с соответствующими отношениями в повеллите (100000:1) и рудничной воде (200:1) обнаруживается, что концентрация рения по отношению

* Рудничные воды Каджаранского месторождения причисляются к группе нейтральных, слабощелочных с $\text{pH}=7,8-7,0$; по химизму относятся к гидрокарбонатно-кальциевым водам небольшой минерализации (Долуханова, 1958).

к молибдену в повеллите уменьшается более чем в 50 раз, тогда как в рудничной воде повышается в 9—10 раз.

Такое поведение рения в зоне окисления, очевидно, обусловлено следующим. При окислении молибденита окисляется и примесь рения, незначительная часть которого в начале процесса окисляется до Re^{6+} и в виде труднорастворимых солей рената $[\text{ReO}_4]^{-2}$ временно задерживается в составе повеллита. Значительная часть рения сразу же окисляется до Re^{-7} и выносится рудничными водами в виде легко-растворимых солей перрената $[\text{ReO}_4]^{-}$. Отмечаемое в рудничных водах повышение концентрации рения по отношению к молибдену обусловлено еще и тем, что часть молибдена в виде повеллита, ферримолибдита и особенно примеси в лимонитах и ярозите задерживается в зоне окисления, в силу чего соотношения между рением и молибденом в рудничных водах сильно изменяются.

Обобщение большого фактического и аналитического материала по изучению особенностей геохимии рения в рудах Каджаранского месторождения позволяет сделать следующие выводы:

1. Рений является одним из характерных элементов-примесей руд месторождения. Главным минералом-концентратом рения в рудах является молибденит, где его содержания колеблются в пределах одного порядка от $n \cdot 10^{-2} \%$ до $n \cdot 10^{-1} \%$. При этом наиболее высокие содержания рения отмечаются в молибденитах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации.

2. Содержание рения в молибденитах по мере развития гидротермальных процессов в общем постепенно возрастает до средних стадий минерализации, а затем снова падает. В связи с этим распределение рения в молибденитах руд по стадиям минерализации неравномерное: в концентрации рения наиболее важное значение имеют молибдениты кварц-молибденитовой и кварц-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации, которые концентрируют $\sim 90\%$ рассеяного в рудах рения.

3. Предполагается, что содержания рения в халькопиритах и пиритах, превышающие 0,8—1,0 г/т, связаны в основном с механической примесью молибденита. Уменьшение отношения $\text{Mo}:\text{Re}$ в этих сульфидах, по сравнению с соответствующим отношением в молибденитах, позволяет полагать, что часть обнаруживаемого в этих сульфидах рения находится в рассеянном виде независимо от наличия молибденита. Содержание рения в халькопирите и пирите очень низкое и их роль в концентрации рения для руд в целом весьма подчиненная.

4. Поведение рения в молибденитах месторождения напоминает поведение селена, что подтверждается наличием положительной корреляционной зависимости между содержаниями рения и селена в молибденитах.

5. Содержания рения в молибденитах различных месторождений Армянской ССР колеблются в широких пределах. С точки зрения условий рудообразования, наиболее высокие содержания рения отмечаются в молибденитах сравнительно низкотемпературных месторождений, т. е. содержания рения в молибденитах зависят от геологических условий образования и обычно повышаются с понижением температуры образования руд.

6. Прецизионными рентгеноструктурными исследованиями молибденитов установлено, что рений в них рассеян преимущественно в виде изоморфной, структурной примеси. Замещение молибдена рением

уменьшает параметр c элементарной ячейки молибденита непропорционально содержанию элемента-примеси. Уменьшение объема элементарной ячейки молибденита, по-видимому, вызвано более сильными поляризующими свойствами иона Re^{4+} по сравнению с ионом Mo^{4+} . Изоморфный характер примеси рения в молибденитах подтверждается результатами изучения водных вытяжек из молибденитов.

7. В процессе окисления руд рений окисляется до высшей валентности (Re^{7+}) и выносится грунтовыми водами за пределы месторождения в виде легкорастворимых перренатов.

Элементы группы платины—Pt, Pd, Ru, Rh, Os, Ir входят в семейство переходных металлов. Поведение элементов группы в рудах гидротермальных месторождений изучены слабо; значительно лучше изучены особенности геохимии этих элементов в рудах собственно магматического происхождения, которые являются основными источниками их производства.

Обычно платиновые элементы подразделяются на две подгруппы (триады): легких—Ru, Rh, Pd и тяжелых—Os, Ir, Pt. Особенности геохимии этих триад в процессах эндогенного рудообразования четко различаются: элементам триады осмия характерна генетическая связь с изверженными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, а триады рутения—с месторождениями сульфидных медно-никелевых руд. При этом для первых отношение Pd:Pt обычно меньше единицы, в то время как для вторых это отношение составляет 2—3 до 50—60.

В рудах Каджаранского месторождения поведение элементов группы изучалось в штуфах руд, медных и молибденовых концентратах, а также мономинеральных сульфидах (табл. 48). В целях более полной характеристики в изучаемых пробах, наряду с платиноидами определялись золото и серебро*.

Результаты анализов показали, что все изученные пробы содержат примесь палладия в более высоких содержаниях, чем платины. Исключение составляют молибдениты, в которых при повышенных содержаниях и платины и палладия содержание последнего ниже, чем платины: если в молибденовых концентратах содержание платины почти вдвое больше, чем палладия, то в медных концентратах и штуфах палладия обычно в 8—9 раз больше, чем платины. Следует отметить, что последнее соотношение близко к установленным соотношениям медно-никелевых руд Норильска Pd:Pt=6—8 (Гинзбург, Роговер, 1960) и Седбери 4—6. (Hawley, 1962).

Такое поведение описываемых элементов, по-видимому, обусловлено температурой рудообразования: концентрация платины в гидротермальных растворах в наиболее ранние, сравнительно высокотемпературные периоды превышает палладий, а с падением температуры, когда образуется основная масса сульфидов—халькопирита и пирита, эти соотношения меняются и концентрация платины по отношению к палладию падает.

Формы нахождения палладия и платины в медно-молибденовых рудах еще не выяснены. Изучение руд показывает, что эти металлы

* Содержания благородных металлов (Au, Ag и платиноидов) определялись в спектроскопической лаборатории ИГН АН КазССР С. Л. Терехович. Чувствительность примененного количественного пробирно-спектрального метода анализа составляла для Au—0,05 г/т, платиновых металлов 0,01—0,001 г/т. Средняя относительная арифметическая ошибка при трехкратном фотографировании спектра не превышала $\pm 15\%$ (Терехович, 1967).

распределены в них весьма неравномерно. Например, в отдельных точечных пробах молибденового концентрата содержание платины колебалось от 0,026 до 1,1 г/т (0,66; 0,36; 1,1; 0,046; 0,026 и 0,13 г/т). Такой разброс результатов анализа свидетельствует о том, что платиновые металлы присутствуют в рудах, вероятно, не только в виде

Таблица 48

Содержания благородных металлов в различных пробах месторождения

Наименование пробы	Содержание элементов, г/т				Отношение Pd : Pt
	Pd	Pt	Au	Ag	
Штуф руды	0,023	не обн.	сл.	30,0	—
Штуф руды	0,08	0,018	сл.	15,5	4,5 : 1
Молибд. концентрат	0,22	0,39*	1,0	30,3	0,6 : 1
Молибд. концентрат	0,03	0,05	сл.	11,0	0,6 : 1
Медный концентрат	0,07	0,008	2,0	45,0	8,8 : 1
Медный концентрат	0,06	0,008	1,6	38,6	7,5 : 1
Халькопирит**	0,019	Не обн.	0,5	81,0	—
Пирит**	0,013	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Пирит**	0,031	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—

* Среднее из 6 определений точечных проб.

** В пробах из-за небольшой навески (10 г) чувствительность определения платины не превышала 0,01 г/т.

изоморфной примеси в основных рудных минералах, но и образуют субмикроскопические выделения собственных минералов, размеры которых находятся на грани разрешения светового микроскопа.

При переработке медных руд элементы платиновой группы совместно с золотом и серебром накапливаются в обезмеженных шламах, где достигается высокая степень их концентрации по отношению к исходной руде. Результаты анализов обезмеженных шламов показывают, что наряду с высокими содержаниями палладия и платины устанавливается также и родий в количествах 0,5—2,4 г/т, тогда как в исходной руде и концентратах присутствие родия не было обнаружено. Отношение Pd:Rh в среднем составляет 57:1. Такое низкое содержание родия можно объяснить тем, что этот элемент обычно концентрируется в пирротиновых рудах и в меньшей степени в халькопиритовых (Гинзбург, Роговер, 1960).

Данные о содержании платиновых металлов в шламах позволяют получить представление об их относительном распределении в сульфидных рудах: соотношения между Pd:Pt:Rh может быть охарактеризовано следующими цифрами 57:21:1. Интересно отметить, что близкие к этим соотношения, но при более высоких абсолютных содержаниях, установлены и для сульфидных руд медно-никелевых месторождений (Гинзбург, Роговер, 1960; Юшко-Захарова и др., 1967).

Приведенные результаты исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Палладий, платина и родий являются характерной примесью руд месторождения. Наиболее высокие содержания этих элементов приурочены к рудам ранней, более высокотемпературной молибденовой стадии минерализации, для которой также характерно преобладание платины над палладием. С понижением температуры рудообразования содержание платиновых металлов падает, а соотношение между палладием и платиной увеличивается (Pd:Pt > 1).

2. При обогащении руд основная часть платиновых металлов переходит в медные концентраты. Реальным источником для их извлечения могут служить шламы, полученные при электролитическом рафинировании меди, где платиновые металлы накапливаются совместно с золотом и серебром.

Свинец. Кларк свинца 0,002%. В рудах месторождения имеет довольно широкое распространение, однако промышленных концентраций не образует. В основном связан с галенитом, значительно меньше — с различными сульфовисмутитами свинца. Последние обычно встречаются в виде мелких включений в полях главных рудообразующих сульфидов.

Содержание свинца в рудах изменяется в широких пределах, достигая максимума в рудах кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации. В остальных стадиях роль свинца подчиненная. В распределении свинца в рудном поле Каджарана наблюдается следующая закономерность: по мере удаления от рудоконтролирующего Дебаклинского разлома с запада на восток роль свинца возрастает, а на самом крайнем востоке рудного поля (Аткиз) оруденение представлено довольно выдержанными кварц-сфалерит-галенитовыми жилами, где содержание свинца достигает 5—6%.

Спектральные анализы штучных проб медно-молибденовых руд, а также мономинеральных проб главных рудообразующих сульфидов обнаруживают от 0,001 до 0,3% свинца (табл. 49). Часть этого свинца, по-видимому, нужно отнести за счет изоморфной примеси, хотя часто мельчайшие включения самостоятельных минералов свинца обнаруживаются даже в пробах, где содержание его достигает 0,003—0,01%.

Таблица 49
Распространенность свинца в рудах и мономинеральных сульфидах

Наименование продукта	Количество анализов	Частота содержаний, %				
		Не обн.	0,01	0,01— —0,03	0,03— —0,1	0,1
Медно-молибденовая руда						
а) Прожилково-вкрапленный тип	110/110	—	26	17	16	41
б) Жильный тип	70/70	—	10	26	27	37
Молибденит	90/38	58	27	13	2	—
Халькопирит	106/82	23	24	15	22	16
Пирит	50/41	18	10	24	36	12
Сфалерит	84/78	7	21	12	20	40

В количестве 0,001—0,3% свинец обнаружен в окисленных рудах и минералах зоны окисления: в повеллите от 0,1 до 0,3%, в лимоните, ярозите и в малахите от 0,001 до 0,01%.

Спектральный анализ сухого остатка пробы рудничной воды из шт. «Капитальная» не обнаружил свинца, что, очевидно, обусловлено его плохой способностью к миграции.

Висмут. Кларк висмута в земной коре равен $1 \cdot 10^{-5}$ %. Несмотря на незначительные концентрации, в рудах месторождения имеет довольно широкое распространение. В основном представлен в виде различных сульфовисмутитов свинца и меди, а также висмутина, самородного висмута, тетрадимита и теллуrowисмутита. Последние образуют микровключения главным образом в халькопирите и пирите.

Сравнение данных полуколичественных спектральных анализов (табл. 50) с результатами минераграфических исследований позволяет

достоверно утверждать, что висмут в основном не образует изоморфных замещений по крайней мере в халькопирите и пирите, поэтому обнаруживаемые его незначительные содержания связаны с микровключениями сульфовисмутитов свинца и меди. Несколько особо стоит вопрос о форме нахождения висмута в молибдените и галените. В последних

Таблица 50

Содержание висмута в некоторых сульфидах руд
(по данным спектральных анализов)

Минералы	Количество анализов	Частота содержаний, %				
		Не обн.	0,001— —0,003	0,003— —0,01	0,01— —0,03	0,03— —0,1
Молибденит	90/49	45	19	36	—	—
Халькопирит	106/91	14	63	3	14	6
Пирит	50/32	36	64	—	—	—
Сфалерит	84/32	62	30	8	—	—
Галенит	64/48	25	31	13	6	25

часто, даже при очень тщательных исследованиях, не удается установить самостоятельные минералы висмута, тогда как анализами устанавливается до 0,01% Bi. Следует отметить, что в молибденитах почти всегда висмут присутствует совместно со свинцом в отношениях Bi:Pb приблизительно 1:10. Возможно, это обусловлено присутствием сульфовисмутитов свинца, которые по своим свойствам в полированных шлифах очень похожи на молибденит и поэтому могут пропускаться, хотя не исключена возможность состояния рассеяния Bi и Pb в кристаллической решетке молибденита.

Изучение распределения висмута в рудах месторождения показывает, что висмут при промышленной обработке руд в основном концентрируется в медном концентрате, где его содержания составляют 0,03—0,1% (по данным химических анализов 0,02 до 0,03%). Последнее позволяет поставить вопрос о его извлечении из медных концентратов при их металлургической обработке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минерализация Каджаранского медно-молибденового месторождения связана с материнским очагом, крупнейшим в Закавказье, полифазного Ордубадо-Меграинского плутона гранитоидного состава. Возраст плутона, по данным С. С. Мкртчяна, — верхний эоцен — олигоценовый, что подтверждается определениями абсолютного возраста (30—40 млн. лет).

В районе обширного рудного поля проходит контакт между двумя разновозрастными интрузиями Ордубадо-Меграинского плутона: монцонитами и порфировидными гранитами. Контакт между ними тектонический, надвигового характера, имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток и выражен мощной зоной дробления. Оруденение в основном приурочено к монцонитам, расположенным висячем боку регионального разлома, и территориально совпадает с участком максимального развития даек порфиров.

В пределах рудного поля отмечаются отдельные изолированные друг от друга рудоносные участки, среди которых наиболее важное значение имеют Центральный и Северо-Восточный.

На основании проведенных работ можно сделать следующие выводы:

1. На месторождении отмечаются два основных морфологических типа руд: штокверковый (прожилково-вкрапленный) и жильный. Первый имеет большое площадное распространение, представлен тонкой вкрапленностью и маломощными кварцево-сульфидными прожилками всевозможного направления и густоты, образуя отдельные интенсивно минерализованные зоны, вытянутые в общем согласно с простиранием даек порфиров.

Жильный тип имеет подчиненное значение. Простирание жил северо-западное и северо-восточное; первые развиты в западной части рудного поля, вторые — в восточной.

2. На месторождении установлено десять стадий минерализации с постепенным изменением как температуры, так и парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее интенсивно рудоотложение проявилось на Центральном участке, где совместно с основными промышленными стадиями минерализации отмечается наложение всех остальных стадий. Масштабы проявления различных стадий минерализации неодинаковы: интенсивно проявились третья (кварц-молибденитовая), четвертая (кварц-халькопирит-молибденитовая) и пятая (кварц-халькопиритовая) стадии, которые обусловили основную промышленную ценность руд.

Отделение рудоносных растворов разного состава от магматического очага имело прерывистый характер. Различие состава растворов, поступающих из магматического очага в разное время, наряду с перемещением центров трещинообразования, явилось причиной обособления руд с различным составом. В рудном поле месторождения довольно четко выражена пульсационная зональность, обусловленная последовательностью развития тектоники параллельно изменению состава гидротермальных растворов во времени.

3. Медно-молибденовая минерализация месторождения является типичной для месторождений медно-молибденовой формации руд и представлена в основном минерализацией трех стадий: кварц-молибденитовой, кварц-халькопирит-молибденитовой и кварц-халькопиритовой. В кварц-молибденитовой стадии минерализации преобладающими минералами являются кварц и молибденит, в подчиненных количествах встречаются пирит, халькопирит. В рудах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии преобладают молибденит, халькопирит, присутствующие примерно в одинаковых количествах, и кварц; подчиненное значение имеют пирит, сфалерит, в единичных зернах отмечаются висмутин, магнетит, люцонит, энаргит. В кварц-халькопиритовой стадии основными минералами являются кварц и халькопирит, в малых количествах отмечаются молибденит, пирит, сфалерит, галенит, висмутин, медно-висмутовые минералы, энаргит, люцонит, блеклые руды и другие.

4. Изучение минерального состава и других критериев, указывающих на температуру минералообразования, показывает, что по мере развития гидротермальных процессов происходило падение температуры минералообразования от высокотемпературных через среднетемпературные до низкотемпературных.

5. По условиям образования на месторождении выделяются две текстурные разновидности руд: а) текстуры выполнения, представленные более или менее мощными прожилками, жилами и гнездами окислов и сульфидов и б) метасоматические прожилки и зоны вкрапленной

и прожилково-вкрапленной минерализации, обычно сопровождающиеся интенсивно измененным ореолом гидротермально измененных пород.

6. Характер растворов как в процессе всего гидротермального этапа рудообразования, так и в отдельных стадиях минерализации претерпевал изменения. В начальные стадии рудообразования растворы обладали высоким окислительным потенциалом и имели кислый характер. С этими растворами связаны процессы слабой хлоритизации и окварцевания вмещающих пород и отложение магнетита, гематита и других окислов. В средние стадии характер растворов от кислых переходит в нейтральный—слабощелочной. При этом вмещающие породы подвергаются интенсивным изменениям: окварцеванию, серпигитизации с пиритизацией (березитизация). Синхронно с последними идет образование основного промышленного сульфидного рудотолжения. В конечные стадии гидротермального этапа температура растворов сильно падает и повышается роль кислотных компонентов. В связи с этими стадиями вмещающие породы подвергаются интенсивной эндогенной каолинизации, карбонатизации и в локальных участках, преимущественно в нижних горизонтах, слабому огипсованию с отложением жильного гипогенного гипса.

7. Особенностью минерализации месторождения является растянутость процесса, выраженная в присутствии одних и тех же минералов в различных стадиях минерализации. Главные рудные минералы (молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит и др.) присутствуют во многих стадиях минерализации, т. е. в каждой последующей стадии намечается преемственность минерального состава. Такая растянутость процесса обусловлена глубоко протекавшей дифференциацией источника оруденения.

В процессе образования сульфидов намечается следующая последовательность выноса основных тяжелых металлов: $\text{Mo}-(\text{Cu}-\text{Fe})-\text{Zn}-\text{Pb}$. При этом большие количества железа выносятся в кварц-халькопиритовую и кварц-пиритовую стадии. Однако присутствие меди в кварц-халькопиритовой стадии обуславливает образование халькопирита. Часть железа, по-видимому, заимствуется из вмещающих пород.

8. Руды месторождения отличаются сложным минеральным составом. В полном перечне гипогенных минералов гидротермального происхождения отмечаются следующие группы (классы): самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, теллуриды, окислы, карбонаты, сульфаты, силикаты.

Главные промышленные стадии минерализации отличаются простым минеральным составом, представленным главным образом молибденитом, халькопиритом и кварцем.

Детальное изучение минерального состава руд под микроскопом совместно с другими методами изучения руд и минералов, позволило установить следующие гипогенные минералы, не известные раньше для месторождения: клапролит, галеновисмутит, айкинит, бурнонит, тетрадимит, теллуrowисмутит, алтант, гессит, петцит, креннерит, самородные—висмут и теллур. Кроме того, исследованиями, впервые в Союзе, достоверно (минераграфическим, рентгеноструктурным и спектральным анализами) установлен люционит, подробно описаны энэргит, тетраэдрит и другие минералы. В рудах месторождения впервые в коренном залегании установлен шеелит.

9. Химическими, спектральными, пробирными и полярографическими анализами руд и минералов установлены закономерности распределения ряда редких и рассеянных элементов (Re , Se , Te , Ge , Ga , Bi , Cd , Ag , Au и др.) во времени и пространстве. В распределении редких

элементов в рудах весьма четко наблюдается их приуроченность к определенным элементам минералов-носителей.

10. Важное значение в наиболее полном промышленном освоении руд могут приобрести редкие элементы: рений, селен, теллур, а также элементы-примеси: висмут, серебро, золото, кадмий. Указанные элементы в рудах рассеяны в виде изоморфной примеси в основном в молибдените и халькопирите и реже образуют самостоятельные минералы. Содержание редких элементов в рудах невысокое; однако, имея в виду высокую степень обогатимости руд, а также приуроченность редких элементов главным образом к полезным компонентам—молибдениту и халькопириту извлечение их из соответствующих концентратов является экономически выгодным.

11. Концентрации рения в виде изоморфной примеси приурочены к молибдениту, где его содержания колеблются в пределах одного порядка (0,019—0,16%). Наиболее высокими содержаниями рения характеризуются крупночешуйчатые разности молибденита, наименьшими—мелкочешуйчатые. Содержание рения в различных генерациях молибденита неравномерное: наиболее высокие содержания приурочены к молибденитам кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации. Наибольшее количество рения на месторождении рассеяно в рудах кварц-молибденитовой стадии минерализации.

Обнаруживаемые незначительные содержания рения в других сульфидах руд (халькопирит, пирит) в основном связаны с механической примесью молибденита; поэтому эти минералы как концентраты рения имеют подчиненное значение и вряд ли их концентраты могут иметь практическое значение в отношении рения.

12. Селен и теллур рассеяны в рудах в виде изоморфной примеси в сульфидах. В силу своих кристаллохимических свойств поведение селена и теллура при процессах минералообразования сильно отличаются: теллур при содержаниях в рудах более 0,01%, обнаруживается в виде самостоятельных минералов, тогда как селен даже при содержаниях 0,12% не образует минералов, а входит в структуру сульфидов. Теллуриды приурочены главным образом к рудам кварц-сфалерит-галенитовой стадии минерализации, являющейся наиболее низкотемпературной сульфидной стадией.

Наиболее высокими содержаниями селена характеризуются молибдениты (от 0,016 до 0,128%), несколько меньше его в халькопирите (от 0,008 до 0,031%) и еще меньше в других сульфидах. Самостоятельные минералы селена в рудах отсутствуют, и он весь рассеян в сульфидах, изоморфно замещая серу.

Содержание теллура в сульфидах (молибденит, халькопирит, пирит и др.) монотонное и колеблется в пределах $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}$ %. Наблюдается (не всегда) некоторая зависимость между содержанием селена и теллура. Отношение Se:Te в рудах составляет в среднем 4:1, S:Se—2100:1 и S:Se:Te—8400:4:1.

Основная масса селена и теллура, рассеянного в рудах, концентрируется в халькопирите (селена ~ 75%, теллура ~ 62,2%), незначительная часть в молибдените (селена ~ 7%, теллура ~ 3%), остальные 18% селена и 35% теллура рассеяны в других сульфидах руд (главным образом в пирите).

13. Между содержаниями селена и рения в молибденитах отмечается положительная корреляционная зависимость; их содержания измеряются одним порядком чисел. Такая зависимость, по-видимому, обусловлена тем, что присутствие одного из них в кристаллической

решетке молибденита способствует вовлечению другого или возможно близостью их поведения в процессах рудогенеза.

14. Германий в рудах связан в основном с медными минералами, где его содержание составляет $p \cdot 10^{-4} \%$ при колебаниях p от 1 до 10. Большая часть германия, обнаруживаемого при анализах «мономинеральных» проб халькопирита, по-видимому, связана с энаргитом и люонитом, образующими тесные сростания. Содержание германия в чистых пробах второстепенных минералов—энаргите и люоните составляет 0,005—0,01%. Высокие содержания германия обнаруживаются также в сфалерите (до 0,03%) имеющем подчиненное значение. Содержание германия в молибденитах колеблется в пределах 0,0001—0,0003%.

15. Содержание висмута в рудах составляет сотые доли процента. Распространен в виде самостоятельных минералов (висмутин, галеновисмутит, медно-висмутовые минералы и др.). Последние образуют тесные сростания главным образом с халькопиритом, где его содержание достигает 0,020—0,022%.

16. Рентгеноструктурным исследованием доказан изоморфный характер нахождения рения в решетке молибденита. Полярный изоморфизм замещения молибдена рением вызывает уменьшение элементарной ячейки молибденита.

17. Изучением поведения рения, селена и теллура в зоне окисления устанавливается следующее:

а) Рений, в отличие от молибдена, при процессах гипергенеза окисляется до высшей валентности (Re^{7+}), а затем в виде легкорастворимых перренатов почти полностью выносится грунтовыми водами за пределы месторождения.

б) Селен и теллур также окисляются до высших валентностей и выносятся грунтовыми водами, частично задерживаясь в гипергенных минералах (лимоните, ярозите). Теллур, в отличие от селена, обладает меньшей способностью и скоростью миграции в условиях гипергенеза. В ряду S—Se—Te скорость и способность к миграции падает.

18. Масштабы добычи руд на месторождении позволяют выдвинуть вопрос об их комплексном использовании с побочным извлечением, наряду с главными компонентами—молибденом и медью, ряда редких и благородных элементов. Молибденовые концентраты могут служить реальными сырьевыми источниками получения рения, селена и теллура, а медные концентраты—селена, теллура, висмута, платины, палладия (вместе с серебром и золотом) и кадмия. В первую очередь необходимо поставить работы по разработке технологии извлечения рения, селена, теллура, висмута, платины и палладия из соответствующих концентратов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Акопян Е. А. Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений Армении (Каджаран, Агарах, Дастакерт, Анкаван, Мисхана). Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1960.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
- Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И. Распределение рения в молибденитах Средней Азии. «Геохимия», 1962, № 9.
- Баситова С. М. К геохимии рения. Диссертация. Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, 1950.
- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур. «Изв. АН СССР», 1937, №№ 1, 2.
- Бетехтин А. Г. О генерациях рудных минералов. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1949, № 3.
- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 2.
- Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах $Fe-S-O$ и $Cu-Fe-S-O$. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 5.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», вып. 2, 1951.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бокий Г. Б., Победимская Е. А. Кристаллохимия сульфидов. «Вестн. Моск. ун-та», 1954, № 2.
- Бокий Г. Б. Кристаллохимия. М., Изд. МГУ, 1960.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Госгеолиздат, т. I, 1947, т. II, 1949.
- Волынский И. С. К методике измерения оптических постоянных рудных минералов. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1959.
- Гинзбург А. И. Некоторые вопросы геохимии германия и поисковые признаки богатых германиевых руд. Сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 5. Минералы германия и их месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения. «Сов. геология», 1960, № 3.
- Горохова В. Н. Рений. В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. I, Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964.
- Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. «Изв. АН Арм. ССР», сер. Науки о Земле, 1965, № 3—4, 5.

- Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Друце И. Рений. М., ИЛ, 1951.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С. Система минералогии, т. I, п/т I, М., ИЛ, 1953.
- Жиров К. К., Иванова Г. Ф. О распределении рения в молибденитах ряда генетических типов. «Геохимия», 1959, № 6.
- Замятин П. М., Чирков И. Н. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение в Армянской ССР. «Цветные металлы», 1937, № 1.
- Исаенко М. П. К вопросу о генезисе гипса в медно-молибденовых рудах Закавказья. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, т. XXIX, 1956.
- Исаенко М. П. Явления карбонизации в медно-молибденовых и молибденовых месторождениях Закавказья. Изв. высших учеб. зав-ний, сер. Геология и разведка, 1959, № 9.
- Казарян А. Г. О биотитизации в дайках одинитов Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XI, 1958₁, № 3.
- Казарян А. Г. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, т. XI, 1958₂, № 6.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, т. XII, 1959, № 6.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. Стадии минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Изв. АН Арм. ССР», 1960, № 3—4.
- Крейтер В. М. Предварительная оценка Пирдоуданского медно-молибденового месторождения. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, т. XI, 1938.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Вольнский И. С., Крестовников А. Н., Кувчинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Лазаренко Е. К. Серебросодержащий тетраэдрит из Нагольной Тарасовки в Донбассе. ДАН СССР, т. 31, 1941, № 5.
- Лазаренко Е. К. О блеклых рудах. «Минерал. сборник», Изд. Львовского ун-та, 1956, № 10.
- Лазаренко Е. К. Сульфиды меди в колчеданных залежах Среднего Урала. «Вопросы геологии», вып. 9, Изд. Львовского ун-та, 1958.
- Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1950, № 4.
- Магакьян И. Г. Рассеянные и редкоземельные металлы. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1957.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология», 1959, № 7.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. 37, 1963, № 2.
- Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С. Особенности поведения рения в молибденитах месторождений медно-молибденового пояса Армянской ССР. Тр. II Всесоюз. совещания по рению. Сб. «Рений», М., «Наука», 1964.
- Меликсетян Б. М., Фарамазян А. С., Хуришдьян Э. Х. Теллурувисмутит и некоторые другие теллуриды из Калерского месторождения молибденита. ДАН Арм. ССР, т. 30, 1960, № 4.
- Михеев М. В. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Мкртчян С. С. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. «Изв. АН Арм. ССР», 1944, № 4.
- Мкртчян С. С. Зайгезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Мкртчян С. С. Калерское месторождение молибденита. «Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», вып. 1, 1959.

- Мовсисян С. А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд. Арм. ФАНа, 1941.
- Мовсисян С. А. Интрузии Центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1953.
- Могаровский В. Г. О связи рения и селена в молибденитах Каджаранского месторождения (Армянская ССР). «Геохимия», 1963, № 6.
- Нечелостов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Об изоморфизме селена и теллура в галените. «Геохимия», 1962, № 11.
- Никонова Л. И. К вопросу о формах нахождения молибдена в окисленных рудах. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», ч. 85, вып. 3, 1956.
- Ноддак И. В. Элемент рений. Успехи химии, т. I, вып. 6, 1932.
- Ноддак И. В. Геохимия рения. Сб. «Основные идеи геохимии», вып. 2, Л., 1935.
- Пиджян Г. О. К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, т. XIII, 1960, № 2.
- Синдеева Н. Д. Селен и теллур в месторождениях различных генетических типов. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1958.
- Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд. АН СССР, 1959.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 5.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.
- Студенникова З. В., Золотарева В. А. Рений в молибденитах Тырны-Ауза. «Геохимия», 1959, № 1.
- Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», ч. 73, вып. 3, 1949.
- Терехович С. Л. Спектрографическое определение элементов платиновой группы. Сб. «Усовершенствование методики спектрального анализа благородных металлов», М., 1967.
- Фарамазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, 1958, № 6.
- Фарамазян А. С. Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, т. XIV, 1961, № 1.
- Фарамазян А. С., Акопян А. Г. Рений в некоторых рудопрооявлениях Айодзорского рудного района. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-географ. наук, т. XVI, 1963, № 3.
- Фарамазян А. С., Хуришудян Э. Х. К вопросу об изоморфизме между молибденом и рением в молибденитах. ДАН Арм. ССР, т. 37, 1963, № 4.
- Фарамазян А. С., Зарьян Р. Н. Особенности геохимии селена и теллура в рудах Каджаранского рудного поля. «Геохимия», 1964, № 11.
- Фарамазян А. С., Калинин С. К., Терехович С. Л. Особенности геохимии элементов группы платины в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР. ДАН СССР, т. 190, 1970, № 6.
- Фарамазян А. С., Калинин С. К., Терехович С. Л. К геохимии элементов платиновой группы в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. Науки о Земле, 1970, № 4.
- Ферсман А. Е. «Геохимия», т. IV, 1939.
- Хрущов Н. А. Распределение рения в молибденитах Советского Союза и возможные источники его получения. Матер. Всесоюз. совещ. по проблеме рения, М., 1958.
- Хрущов Н. А., Круглова В. Г., Панкова В. Е., Пенсионерова В. М., Розовская Г. В. Распределение рения, селена и теллура в молибденитовых месторождениях Советского Союза. Сб. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.

- Шадул Т. Н. «Энаргит», «Люшонит». Сб. «Минералы СССР», т. II, стр. 529—537, 1940.
- Шорт М. Н. Микроскопическое определение рудных минералов (пер. с англ. А. И. Яковлева, под ред. проф. И. Ф. Григорьева). ОНТИ, 1934.
- Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 5.
- Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев Л. А. К геохимии элементов платиновой группы. «Геохимия», 1967, № 11.
- Ahrens Luis. The use of ionization potentials. I. Ionic radii of the elements. „Geochim. et Cosmochim. Acta“ vol. 2, p. 155—169, 1952.
- Bell R. E., Herfert R. E. Preparation and characterization of a new crystalline form of molybdenum disulfide. J. Amer. Chem. Soc.: vol. 13, 1957.
- Caines R. V. Luzonit, famatinit and some related minerals. „Amer. Min.“, vol. 42, N 11—12, 1957.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Hawley J. E. The Sudbury ores:—Their mineralogy and origin. Can. Mineralogist, vol. 7, 1962.
- Lagrenaudie J. Formation de depots de sulfures de Mo, W et Re par action en phase vapeur, Bull. Soc. Franc. Miner. Grist., vol. 29, 1956.
- Pauling L. and Weinbaum S. The Crystal Structure of Enargite, CuAsS_2 . „Zeitschr. f. Kristall“, vol. 88, N 48, 1934.
- Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, Berlin, 1955.
- Rankama K., Sahama Th. G. Geochemistry. Washington, 1949.
- Sawada H. Crystallographic Study on Luzonite. „Thesis, Tokyo University“, 1943.
- Schneiderhöhn H. Erzmikroskopischen Praktikum. Stuttgart, 1952.
- Strunz H., Geier B. H., und Sebliger E. Gallit, CuCaS_2 , das erste selbständige Galliummineral, und seine Verbreitung in den Erzen der Tsumeb- und Kipushimine. „Neues Jahrbuch für Mineralogie“. Monatshefte, N 11—12, 1958, 241—264.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ЗОДСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

(Ш. О. Амирян)

		5
Введение		5
I. Геолого-петрографическая характеристика месторождения		
1. Стратиграфия		7
а. Вулканогенно-обломочная толща нижнего сенона		7
б. Карбонатная толща верхнего сенона		9
в. Песчанисто-карбонатная толща эоцена		10
г. Вулканогенные породы миоплиоцена (олигоцена)		10
д. Новейшие образования		12
2. Интрузивные породы		12
а. Ультраосновные породы		13
б. Основные породы		13
в. Средние и кислые породы		14
3. Метаморфические породы		17
II. Геолого-структурные особенности месторождения		
1. Этапы формирования месторождения		18
2. Формы, строение и условия залегания рудных тел		25
III. Минеральный состав руд		
1. Стадии минерализации		30
2. Рудные гипогенные минералы		
а. Самородные элементы		36
б. Арсениды, сульфиды (в том числе и сложные) и теллуриды		41
в. Окислы		83
3. Минералы зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения		85
4. Жильные минералы и минералы гидротермально измененных пород		91
5. Некоторые особенности химизма растворов и последовательность отложения минералов		95
6. Геохимическая характеристика руд		101
7. Метасоматические изменения пород месторождения		123
8. Текстурно-структурные особенности руд		124
IV. Соображения об условиях образования месторождения		
а. Связь оруденения с магматизмом		126
б. Структурный контроль оруденения		127
в. Характер растворов		129
г. Температура и глубина минералообразования		130
д. Элементы вертикальной зональности оруденения		131
е. Возраст оруденения		131
V. Сравнение с другими золоторудными месторождениями мира		132
VI. Перспективы месторождения и некоторые поисковые критерии		133
Литература		140

КАДЖАРАНСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

(А. С. Фарамазян)

		145
Введение		145
I. Основные черты геологического строения и металлогении Зангезурского рудного района и Каджаранского месторождения		146

II. Стадии минерализации гидротермального этапа рудообразования и текстурные особенности руд	150
1. Стадии минерализации и возрастные взаимоотношения между ними	151
2. Описание стадий минерализации	152
3. Гидротермальное изменение вмещающих пород в связи со стадиями минерализации	159
4. Парагенетические ассоциации, последовательность выделения минералов и соображения о характере гидротермальных растворов	161
III. Минеральный состав руд	166
1. Гипогенные минералы	168
а. Рудные	168
б. Минералы гидротермально измененных пород и жильные минералы	208
2. Гипергенные минералы	210
а. Минералы зоны вторичного сульфидного обогащения	210
б. Минералы зоны окисления	211
IV. Геохимическая характеристика руд Каджаранского месторождения	212
Закключение	245
Литература	250

ШАВАРШ ОГАНЕСОВИЧ АМИРЯН,
АНДРАНИК СЕМЕНОВИЧ ФАРАМАЗЯН

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

(Зод. Каджаран)

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР

Отв. редактор Г. О. Пиджян
Редактор издательства С. М. Даниелян
Обложка Ю. А. Аракеляна
Технич. редактор С. К. Закарян
Корректор В. Т. Симонян

ВФ 03220

Изд. 3645

РИСО 1390

Заказ 369

Тираж 900

Сдано в производство 27/X 1972 г., подписано к печати 25/I 1974 г., печ. л. 16,0,
усл. печ. л. 22,4, изд. 20,68 л. Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Цена 2 р. 47 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин