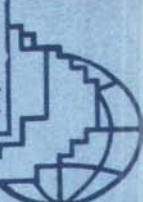


МОДЕЛИ
РУДНЫХ
ФОРМАЦИЙ



Серебро- сурьмяная рудная формация

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 804

СЕРЕБРО- СУРЬМЯНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Ч А С Т Ь I

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ОРУДЕНЕНИЯ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А.А. Оболенский



НОВОСИБИРСК
“Н А У К А”
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1992

А в т о р ы

А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова, А.А. Оболенский, В.И. Лебедев, Н.П. Беда-
рсов, А.А. Боровиков, М.Ю. Дышук, А.Я. Коледа, Н.К. Морцев

Серебро-сурьмяная рудная формация. Часть 1: Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения / А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова, А.А. Оболенский и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. — 189 с.

ISBN 5 — 02—030047—0.

В монографии впервые приведено детальное описание нового для СССР формационного типа серебряных месторождений, выделенных в серебро-сурьмяную рудную формацию. На примере основных рудных районов с серебро-сурьмяным оруденением (Юго-Восточный Алтай, Северо-Западная Монголия, Южный Памир, Тянь-Шань и др.) рассмотрены особенности геологического строения, закономерностей размещения и эндогенной зональности месторождений этого типа. Описаны типовые рудные узлы. Приведены результаты изучения минералогии серебряных месторождений этой рудной формации, отличающихся сложностью состава руд, широким развитием сульфосолей и изоморфизмом висмута и сурьмы в сульфидах и сульфосолях.

Книга предназначена для геологов, геохимиков, минералогов, специалистов по проблемам металлогении и рудообразования.

Табл. 27. Ил. 55. Библиогр.: 205 назв.

Р е ц е н з е н т ы:

доктор геолого-минералогических наук *В.И. Сотников*
кандидат геолого-минералогических наук *А.М. Черезов*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО РАН

Эпоха научно-технической революции внесла существенные коррективы в потребление рудного сырья. Существенно сократилось использование в технике традиционных металлов, а в то же время неизмеримо возросло применение многих редких и рассеянных элементов, платины, золота и серебра. Золото и серебро остались не только валютными металлами, но и приобрели важное значение в промышленности в связи с развитием электроники, химической промышленности, космической и авиационной техники. Серебро не утратило значения для изготовления ювелирных изделий и тезаврации. Все это привело к росту потребления серебра, в особенности развитыми странами, в последние годы до 10—15 тыс. т в год.

Аналогичная тенденция возрастания потребления серебра наметилась в 80-е годы и в СССР, что нашло свое отражение в резкой активизации геолого-разведочных работ по выявлению новых и переоценке ранее известных месторождений серебра, в том числе и давно забытых. Возросло число публикаций по геологии, минералогии, генезису и закономерностям размещения месторождений этого металла. Среди них назовем обобщение Р. Бойля [Boyle, 1968], монографии М.М. Константинова [1984], А.А. Сидорова с соавторами [Серебро..., 1989] и целый ряд специальных работ по более частным вопросам. Нужно заметить, что возможности публикации материалов по серебряным месторождениям СССР до последнего времени были достаточно ограничены и сводились в основном к описанию минерального состава и геохимических особенностей руд, рассмотрению вопросов классификации и металлогении.

Содержание данной монографии составляет детальное описание наиболее типичных месторождений и рудных узлов, результаты всестороннего их изучения современными методами исследования, обеспечивающими создание геолого-генетической модели выделенной нами новой, серебро-сурьмяной, рудной формации.

Формационный облик этого типа серебряных месторождений может быть определен следующим образом: выдержанные по составу и протяженные по латерали и вертикали сидеритовые жилы с сульфосолями серебра, свинца и меди среди метаморфизованных (контактово-метаморфизованных) углистых терригенных или черносланце-

вых отложений. В соответствии с геохимическим профилем руд (серебро и сурьмяные сульфосоли) он может быть назван серебро-сурьмяным. Проявления такого оруденения известны во многих рудных районах Европы (Рудные горы, Шварцвальд, Альпы, Гарц, Словацкое рудогорье, Корнуолл) и Америки (Кер-Д'Ален в США, Британская Колумбия в Канаде). На территории СССР месторождения такого типа известны в Якутии и сравнительно недавно были вновь открыты на Юго-Восточном Алтае и в прилегающих районах Монголии, на Южном Памире и Таласском Алатау. Многие из них служили объектами интенсивного серебряного промысла в средние века. На месторождениях Акджилга (Южный Памир), Серебряный рудник (Восточный Алай), Кумыштаг (Таласс), Асхатин и Средний Нарин-Гол (Северо-Западная Монголия) известны древние выработки, следы плавильных печей, поселения древнихрудокопов. Большинство из них с поверхности в значительной мере отработаны еще в древности, что часто затрудняло их "повторное открытие" и изучение.

В последнее время значительное число таких объектов было установлено в Алтае-Саянской складчатой области, на Тянь-Шане, Южном Памире, в Приморье и других регионах, что позволило ставить вопрос об оценке перспектив сереброносности новых рудных районов. В связи с этим возникла необходимость более детального изучения геологического строения серебряных месторождений этого типа, закономерностей их размещения, особенностей минерального состава руд, условий их образования, соотношений с магматизмом и другими типами гидротермального оруденения, что позволило бы более обоснованно подходить к проведению геолого-разведочных работ. Этими вопросами авторы настоящей работы занимались на протяжении последних 10 лет. Основными объектами изучения являлись серебро-сурьмяные месторождения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии (Асхатин, Пограничное, Озерное, Толбонур, Сагсайское и др.), Южного Памира (Акджилга, Верх. Акджилга, Карасай, Элгисай, Левобережное, Марджанай, Токузбулак и др.), Таласского Алатау (Кумыштаг, Кыштоо и др.), а также ряд месторождений Тувы, Восточного Забайкалья, Восточного Алая и других регионов. Кроме того, авторы располагали коллекцией образцов руд из аналогичных объектов ЧСФР (Рудные горы и Словацкое рудогорье). Материал по более чем пятидесяти серебро-сурьмяным месторождениям и рудопроявлениям СССР, Монголии и ЧСФР, а также литературные данные по аналогичным объектам в других регионах мира и послужили основой для данной обобщающей работы. Наибольшее внимание в работе уделено трем основным рудным районам: Юго-Восточному Алтаю и Северо-Западной Монголии, Южному Памиру и Талассу, являющимся типовыми для серебро-сурьмяного оруденения. Детальное исследование минерального состава руд, их геохимических особенностей, геологических условий формирования серебро-сурьмяных месторождений, изучение методами термобаро-геохимии физико-химических условий их формирования позволили обосновать формационную самостоятельность этой группы серебря-

ных месторождений, показать их место в генетических рядах гидротермальных рудных формаций. Серебро-сурьмяные месторождения наиболее близки в генетическом отношении с серебро-свинцовыми, мышьяково-сурьмяно-ртутными и сурьмяными месторождениями и иногда связаны с ними латеральными переходами.

Настоящая работа выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР и публикуется в двух частях: I часть — геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения, II часть — основы геолого-генетической модели. Ее авторами, кроме сотрудников этого института А.С. Борисенко, Г.Г. Павловой, А.А. Оболенского, А.А. Боровикова и Н.К. Морцева, являются В.И. Лебедев (Тувинский комплексный отдел СО АН СССР), Н.П. Бедарев (ПГО "Запсибгеология"), М.Ю. Дыщук (ПГО "Таджикгеология") и А.Я. Коледа (Фрунзенский политехнический институт). Большую помощь в организации и проведении исследований авторам оказали сотрудники ИГиГ СО АН СССР В.И. Васильев, Р.В. Оболенская, Л.Н. Поспелова, В.А. Скуридин, В.И. Сотников, а также геологи производственных организаций Г.С. Аверьянов, Ю.К. Березиков, В.П. Грязнов, В.А. Говердовский, Е.А. Козлов, И.И. Никонов, монгольские геологи А. Аманбек, Б. Батор, Б. Цоодол. Выполнению полевых работ содействовали В.С. Гусельников, В.А. Гребнев, А.Г. Нигматулин. Большую помощь в оформлении работы оказала Л.И. Свириденко. Всем коллегам, способствовавшим на разных этапах написанию этой книги, авторы выражают искреннюю благодарность.

Авторы надеются, что эта работа будет с интересом встречена специалистами в области рудообразования и металлогении, геологами-производственниками, занимающимися поисками и разведкой рудных месторождений.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основы современной классификации гидротермальных серебряных месторождений были заложены работами В. Линдгрена [1934] и Г. Шнейдерхена [1958; Schneiderhöhn, 1941], выделившими в свое время практически все известные ныне типы серебряного оруденения. Этими исследователями серебряные месторождения были отнесены к двум различным генетическим классам рудных месторождений: вулканогенному и плутоногенному; определены такие общепринятые сейчас рудные формации, как золото-серебряная, серебро-оловянная, серебро-свинцовая, Ag—Co—Ni—Bi—U (пятиэлементная) и др. В дальнейшем работами главным образом советских исследователей [Смирнов, 1969, 1981; Индолев, Невойса, 1974; Крутов, 1959; Сидоров, 1966; Серебро..., 1989; Кузнецов К.Ф. Панфилов, 1978; Основные тенденции..., 1982; Антонов, Четырбоцкая, 1983; и др.], а также американских и канадских геологов [Mitcham, 1952; Boyle, 1968; Canadian mineralogist, 1971; Canadien J. ..., 1986; и др.] дано детальное описание основных формационных типов серебряных месторождений, особенностей их минерального состава руд и окolorудных метасоматитов, условий образования и закономерностей размещения. В общих чертах разработаны генетические модели некоторых типов

принято выделять (хотя и в определенной мере условно) два главных типа. Собственно серебряные месторождения, в которых удельная стоимость серебра превышает 50 %, и комплексные серебросодержащие, где серебро является попутным промышленным компонентом [Основные тенденции..., 1982; Антонов, Четырбоцкая, 1983]. К первой группе относятся золото-серебряные, олово-серебряные, серебро-сульфидные, серебро-арсенидные (пятиэлементные), серебро-свинцовые и серебро-сурьмяные месторождения, к серебросодержащим — большая группа полиметаллических, колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых, золоторудных, оловорудных, медно-никелевых и медных (медистые песчаники и сланцы).

Гидротермальные собственно серебряные месторождения относятся, как известно, к двум различным генетическим классам: вулканогенному и плутоногенному (табл. 1). Представителями первого из них являются месторождения золото-серебряной, олово-серебряной и

Рудные формации гидротермальных серебряных месторождений

Класс	Рудная формация	Субформация	Минеральный состав руд		Главные компоненты руд	Геологическая позиция, связь с магматизмом	Типовые месторождения
			Рудные минералы	Жилые минералы			
1	2	3	4	5	6	7	8
Плутоно-генный	Арсенид-ная Ni-Co (пятиэлементная)	Серебро-арсенидная	<u>Серебро самородное</u> , никелин, шмальтин, хлоантит, сафлорит, раммельсбергит, скуттерудит, леллингит, теннантит	Кальцит, доломит, сидерит, кварц, барит	Ag, Ni, Co, Bi, U	Структуры тектономагматической активизации, парагенетическая связь с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма	Кобальт, Эко-Бей (Капада), Яхимов (ЧСФР), Аннаберг, Шнееберг (Германия), Конгсберг (Норвегия)
	Серебро-сурьмяная	Медно-висмут-серебряная	<u>Тетраэдрит</u> , фрейбергит, халькостит, цинкенин, гудмундит, хороветсуит, висмутин, висмут самородный, арсениопирит, халькопирит	Сидерит, кварц, кальцит, флюорит, барит	Ag, Bi, Sb		Асхатин, Толбонур (Монголия), Пограничное, Акджилга, Верх. Акджилга (СССР)
	Свинцово-сурьмяно-серебряная	Свинцово-сурьмяно-серебряная	Джемсонит, бурнонит, цинкенин, буланжерит, <u>тетраэдрит</u> , фрейбергит, халькопирит, гудмундит, арсениопирит, висмутин, висмут, сфалерит	Сидерит, кварц, кальцит, барит, флюорит	Ag, Pb, Sb		Кумыштаг, Серебряный рудник, Савоярды (Тянь-Шань), Кара-Оук, Озерное (Алтай), Перевальное (Памир)
	Ртутно-серебряная	Ртутно-серебряная	Шванцит, халькостит, висмутин, хороветсуит, бурнонит, халькопирит, галенит, арсениды никеля и кобальта, киноварь, аргентит	Сидерит, барит, кварц, доломит, анкерит	Ag, Hg		Рудняны, Гельница (ЧСФР), Сагайское (Монголия), Шванц (Австрия), Джылкыдал, Кокури (Алтай)

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8
Плутоно- генный	Серебро- свинцовая		Галенит, <u>тетраздрит</u> , сфалерит, бурнонит, джемсонит, халькопирит, арсенопирит	Сидерит, ба- рит, кварц, каль- цит	Ag, Pb, Zn		Саншайн, Морнинг- Стар, Кер-Д'Ален (США), Мангазейское, Менкеченское, Канд- жольское (СССР)
Вулканоген- но-гидро- термальный	Олово-се- ребряная		<u>Сульфосоли Cu, Bi, Ag</u> , касситерит, станнин, ар- сенопирит, <u>серебро само- родное</u> , аргентит, галенит, сфалерит, висмутин	Кварц	Ag, Sn	Вулканоген- ные пояса, па- рагенетическая связь с вулка- ноплутоничес- кими комплек- сами	Потоси, Порко, Ору- ро (Боливия), Северо- Восток СССР
	Золото-се- ребряная		Арсенопирит, пирит, <u>блестящие руды, сульфиды</u> и <u>сульфосоли серебра</u> , меди, свинца, <u>серебро</u> , <u>электрум</u> , теллуриды Au, Ag, галенит, сфалерит	Кварц, родо- хрозит, адуляр, кальцит	Ag, Au		Комсток, Тонопа (США), Пачука, Гуа- нохуата (Мексика), Кономаи (Япония), месторождения Севе- ро-Востока СССР
	Серебро- сульфидная		Галенит, тетраэдрит, халькопирит, пирит, сфа- лерит, бурнонит, <u>арген- тит, серебро самородное</u> , пираргирит	Кварц, родо- хрозит	Ag, Pb, Zn		Касапалка, Мороко- ча (Перу), месторож- дения Северо-Востока СССР

Примечание. Выделены основные минералы — носители серебра в рудах.

серебро-сульфидной рудных формаций. Они располагаются в пределах внутри-, окраинно-континентальных и островодужных вулканогенных поясов и генетически в той или иной степени связаны с формированием вулканоплутонических комплексов. В таких регионах они ассоциируются с другими типами серебросодержащих месторождений (медно-молибденовых, олово-порфировых, полиметаллических), а также мышьяково-ртутных, золоторудных, флюоритовых, объединяемых в соответствующие генетические ряды рудных формаций. По данным А.А. Сидорова, И.Н. Томсона, М.М. Константинова и других [Сидоров, Томсон, 1987; Серебро..., 1989; Константинов, 1984; и др.], можно выделить несколько таких рядов, начинающихся с рудных формаций определяющих всю геохимическую специфику генетического ряда. К таким рудным формациям, называемым базовыми, относятся медно-молибденовая (порфировая), олово-(серебро)-порфировая, колчеданно-полиметаллическая и др. Относимые к ним месторождения, являясь своего рода полиформационными образованиями, совмещают в себе оруденение других рудных формаций, входящих в генетические ряды, начинающиеся с соответствующих базовых формаций. Например, генетический ряд медно-молибденовой (порфировой) базовой формации включает в себя последовательно: медно-молибденовую (базовую) → свинцово-цинковую серебросодержащую → золото-серебряную → мышьяково-сурьмяно-ртутную рудные формации. В то же время на собственно медно-молибденовых месторождениях телескопированно развиты свинцово-цинковое, золото-серебряное и иногда сурьмяно-ртутное оруденения, отвечающие обособленно проявленным соответствующим рудным формациям. Кроме упомянутого выше генетического ряда медно-молибденовой (порфировой) базовой формации, выделяются еще по крайней мере три аналогичных ряда с серебряным оруденением [Серебро..., 1989]: олово-(серебро)-порфировая, базовая: касситерит-силикатная → золото-редкометалльная → олово-серебряная → олово-полиметаллическая → золото-серебряная → сурьмяная; серебро-сульфидная (допорфировая), базовая: олово-серебряная → золото-серебряная; колчеданная, базовая: полиметаллическая → золото-серебряная.

Таким образом, традиционно выделяемые золото-серебряная и олово-серебряная рудные формации не являются такими уж однородными группами месторождений. Они формируются часто в достаточно различных геотектонических обстановках (островные дуги, внутри- и окраинно-континентальные вулканические пояса), ассоциируют с различными типами вулканогенно-гидротермального оруденения, входят в различные генетические ряды рудных формаций и нередко существенно отличаются по минеральному составу руд и их геохимическим особенностям. Все это, вероятно, позволит более детально расчленить эту группу серебряных месторождений.

Месторождения олово-серебряной рудной формации развиты преимущественно в пределах внутри- или окраинно-континентальных вулканогенных поясов и часто приурочены к вулканическим аппаратам. Вмещающими породами являются эффузивные или субвулканические интрузивные породы, интенсивно гидротермально изме-

ненные (аргиллизация, серицитизация, окварцевание). Рудные тела представлены жилами, жильными или жильно-штокерковыми зонами, сложенными кварцем, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, многочисленными сульфосолями — тетраэдритом, фрейбергитом, андоритом, матильдитом, пираргиритом, джемсонитом, буланжеритом, станнином, а также галенитом, сфалеритом, висмутином, висмутом, аргентитом и др. Жильными минералами, кроме кристаллического кварца, являются турмалин, серицит, халцедон, опал, каолинит, алунит, барит. В рудах выделяются две основные минеральные ассоциации: кварц-касситеритовая с вольфрамитом, арсенопиритом и незначительным количеством других сульфидов и кварц-сульфидная с минералами серебра. Они часто пространственно обособлены. Первая из них преобладает, как правило, на глубоких горизонтах олово-серебряных месторождений, вторая, серебросодержащая, — на верхних горизонтах. Эндегенная зональность, проявленная на месторождениях этого типа, достаточно контрастна и выражается в смене существенно оловянного оруденения, развитого на глубине и в центральных частях рудных полей, существенно серебряным (сульфиды и сульфосоли серебра, станнин) на верхних горизонтах и серебро-свинцовым по периферии. Руды отличаются комплексностью (Ag, Sn, Bi) и высоким содержанием основных промышленных компонентов: Ag — 300—3000 г/т; Sn — 0,5—4 %.

К золото-серебряным месторождениям относится более разнородная группа вулканогенно-гидротермальных образований. Их отличает приуроченность к крупным вулканотектоническим депрессиям в пределах вулканогенных поясов, особенности минерального состава руд и условия их локализации [Серебро..., 1989]. Руды представлены жилами и метасоматическими зонами кварцевого, кварц-адулярового или кварц-адуляр-карбонатного состава с сульфидами и сульфосолями Fe, Cu, Ag, Pb, самородным золотом, электрумом. Для некоторых типов золото-серебряных месторождений характерны теллуриды золота и серебра, антимонит. Среди сульфосолей наряду с сурьмяными (тетраэдрит, фрейбергит, бурнонит, пираргирит и др.) широко развиты мышьяковые сульфосоли (теннантит, прустит) и редко отмечаются висмутовые. Обычно в рудных жилах присутствуют адуляр, минералы марганца (родонит и родохрозит), халцедоновидный или полосчатый мелкозернистый кварц, часто колломорфной структуры.

Золото-серебряным месторождениям свойственны незначительный (обычно не более 300—500 м) вертикальный размах оруденения, неравномерный бонанцевый характер его распределения. Часто достаточно контрастно проявлена вертикальная зональность оруденения. Среднее содержание основных промышленных компонентов в рудах высокое и может достигать десятков и даже сотен грамм на тонну для золота и первые килограммы на тонну для серебра.

Серебро-сульфидная рудная формация также является неоднородной группой вулканогенно-гидротермальных месторождений. В нее включаются существенно свинцово-цинковые, резко обогащенные серебром [Смирнов, 1981], и малосульфидные кварц-родонит-

родохрозитовые жильные месторождения [Серебро..., 1989]. Их отличает широкое развитие в рудах аргентита и самородного серебра, являющихся основными носителями Ag. Кроме них в рудах присутствуют галенит, сфалерит, пирит, тетраэдрит, халькопирит, пираргирит и др.

Кроме собственно серебряных месторождений рассмотренных выше рудных формаций к вулканогенно-гидротермальному классу относится большая группа серебросодержащих месторождений: медно-молибденовых (порфириновых), оловорудных, колчеданно-полиметаллических, золоторудных и др.

Среди месторождений плутогенного класса рудных месторождений выделены три рудные формации собственно серебряных месторождений: никель-кобальтовая арсенидная (пятиэлементная), сербро-сурьмяная и сербро-свинцовая [Крутов, 1959; Индолев, Невойса, 1974; Смирнов, 1981; Борисенко и др., 1984, 1988; Серебро..., 1989; и др.]. Они развиты в основном в структурах тектономагматической активизации консолидированных областей и парагенетически связаны с проявлениями базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма. Совместно с флюоритовыми, свинцово-цинковыми, мышьяково-сурьмяно-ртутными и золоторудными месторождениями образуют сложные генетические ряды рудных формаций, полнота проявления которых определяется интенсивностью развития процессов тектономагматической активизации и геохимическими особенностями рудовмещающих пород данного региона [Оболенский, 1985].

Наиболее известными и хорошо изученными серебряными месторождениями этого класса являются месторождения никель-кобальтовой арсенидной (пятиэлементной) рудной формации [Крутов, 1959, 1970; Canadian Mineralogist, 1971; Canadian J. ..., 1986; Baumann, 1958, 1968; Мрпа, Pavlou, 1958; Урановые месторождения..., 1984; Рудные формации..., 1978; Рудные формации Тувы, 1981; и др.]. К ней относятся жильные низкотемпературные гидротермальные месторождения с карбонатно-арсенидным составом руд. Рудные жилы сложены карбонатами (кальцитом, доломитом и реже анкеритом и сидеритом). Иногда в них отмечаются в значительных количествах флюорит и барит. Рудные минералы представлены арсенидами никеля, кобальта и железа: никелином, шмальтином, хлоатитом, скуттерудитом, раммельсбергитом, сафлоритом, леллингитом, а также сульфoarсенидами — кобальтином, глаукодотом, герсдорфитом, арсенопиритом, сульфосолями и сульфидами Cu, Ag, Pb, Bi, самородными серебром и висмутом. Месторождения этого типа известны во многих районах мира: в Канаде (Кобальт, Гоуганда, Эко-Бей и др.), Алжире (Бу-Аззер, Арбар, Амбед), Норвегии (Конгсберг), Центральной Европе (месторождения Рудных гор, Шварцвальда, СССР (Хову-Аксинское, Актепе, Акол). Однако далеко не всегда они обладают высокими содержаниями серебра. На некоторых из них (Кобальт, Гоуганда, Эко-Бей, Конгсберг, Яхимов, Аннаберг, Акол, Актепе и др.) серебро и серебряные минералы присутствуют в значительных количествах и во многом определяют промышленную ценность этих месторождений. Они могут быть выделены в сербро-

арсенидную субформацию. На других месторождениях этого типа (Хову-Аксы, Бу-Аззер, Арбар, Добшина, Кызыл-Оюкское и др.) серебро в рудах отмечается в небольших количествах (десятки, реже первые сотни грамм на тонну) и является второстепенным рудным компонентом. Самородное серебро в рудах серебро-арсенидных месторождений содержит значительные количества сурьмы и ртути.

Этим месторождениям свойственны низкие (200 °С) температуры рудоотложения, высококонцентрированный существенно хлоридно-натриево-кальциевый состав минералообразующих растворов, замешанный характер многих рудных компонентов [Борисенко и др., 1984]. Месторождения никель-кобальтовой (пятиэлементной) формации приурочены повсеместно к породам, обогащенным Ni и Co (гипербазиты, диабазы, зоны сульфидизации — фальбанды — среди метаморфических пород, скарны и т.д.), которые служат источником главных рудных компонентов. Предполагается парагенетическая связь месторождений этой группы с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма [Оболонский, 1985; Борисенко и др., 1984].

Серебро-свинцовая и серебро-сурьмяная рудные формации объединяют группы родственных жильных серебряных месторождений, образовавшихся в сходных геологических условиях, но заметно отличающихся по минеральному составу и условиям образования. Единобразие геологических условий формирования этих месторождений заключается в том, что подавляющее большинство из них локализовано среди углистых терригенных, терригенно-карбонатных или черносланцевых отложений, обогащенных сульфидами, или прорывающих их гранитов или гранодиоритов. Вторая важная и отличительная черта серебряных месторождений этих формаций — существенно сидеритовый состав рудных жил. Главным рудным минералом серебро-свинцового оруденения является галенит, второстепенными — тетраэдрит, халькопирит, бурнонит, джемсонит, сфалерит, арсенопирит, пирит и ряд более редких минералов, в основном сурьмяных и висмутовых сульфосолей Cu, Pb, Ag [Mitcham, 1952; Индолев, Невойса, 1974; Хоббс, Фрикунд, 1972; Sideriterzgänge..., 1985; и др.]. К жильным кроме преобладающего сидерита относятся кварц, кальцит, анкерит, барит и флюорит. Главными компонентами руд являются серебро и свинец, второстепенными — цинк, висмут, иногда олово. Содержание серебра в рудах колеблется от 200—300 до 1000 г/т и более. Типовыми объектами этой рудной формации являются месторождения Якутии, рудных районов Кер-Д'Ален в США, Зигерланд-Вид в Германии, Корнуолл в Англии и др. В одних рудных провинциях серебро-свинцовые месторождения ассоциируют с оловянным оруденением, образуя с ним и другими типами руд единые генетические ряды (Корнуолл, Рудные горы, Якутия). В других районах такие месторождения обособлены от других типов оруденения (Зигерланд-Вид, Кер-Д'Ален, Южный Памир).

Серебро-сурьмяная рудная формация весьма близка к серебро-свинцовой и имеет с ней полный ряд переходных разновидностей. Для нее также характерен жильный тип руд, локализованных среди углистых терригенных или черносланцевых отложений, часто контактово-ме-

таморфизованных. Оруденение связано с протяженными (до 5—6 км) жилами или жильными зонами сидерит-сульфосольного состава. Главным жильным минералом является сидерит, составляющий от 50 до 95 % объема жил, второстепенными — кварц, кальцит, анкерит, барит, флюорит. Среди рудных минералов резко преобладают сурьмяные сульфосоли Cu, Pb, Ag: тетраэдрит (фрейбергит, швацит), халькостибит, цинкениит, бурнонит, джемсонит, буланжерит, андорит, пираргирит, геокронит, менегинит, а также висмутовые сульфосоли, висмутин, самородный висмут, галенит, халькопирит, антимонит, хоробетсуит, арсенопирит, гудмундит, леллингит и другие минералы. От серебро-свинцовой рудной формации серебро-сурьмяные руды отличаются широким и, пожалуй, обязательным развитием высокосурьмянистых сульфосолов: цинкениита, халькостибита, джемсонита и таких минералов, как антимонит, хоробетсуит, гудмундит, самородная сурьма, что подчеркивает высокосурьмянистый профиль этих руд. К тому же сурьма представляет собой один из важных промышленных компонентов руд этой формации. Широко развиты в серебро-сурьмяных рудах минералы висмута (висмут самородный, сульфиды, сульфосоли) — второго по значимости компонента руд. Почти постоянно в повышенных количествах в рудах отмечается ртуть (от $n \cdot 10^{-3}$ до 0,п % в рудах швацитового типа). Количество сульфидов в рудах колеблется от 1—5 до 50 % и более. Главным носителем серебра в рудах является тетраэдрит, содержащий от 1 до 15 % серебра, а также присутствующие в меньших количествах фрейбергит, сурьмяные и висмутовые сульфосоли серебра.

Выделяются три геохимических типа серебро-сурьмяных руд, отвечающих соответствующим субформациям: медно-висмут-серебряной, свинцово-сурьмяно-серебряной и ртутно-серебряной. В медно-висмут-серебряных рудах преобладают сульфосоли и сульфиды Cu (тетраэдрит, халькостибит, халькопирит), висмутовые минералы (висмут самородный, висмутин, хоробетсуит), наблюдается высокое содержание изоморфного висмута в сурьмяных сульфосолях. Промышленные компоненты таких руд (в порядке значимости): Ag, Bi, Sb, Cu. Содержание серебра в рудах колеблется от 200—300 до 1000 г/т. Примерами типовых месторождений этой субформации служат Асхатин, Толбонур, Шарабурег в Монголии, Пограничное, Акджилга, Верх. Акджилга на Памире, Галена в Кер-Д'Алене (США) и др.

Свинцово-сурьмяно-серебряному геохимическому типу месторождений этой формации свойственно широкое развитие в рудах свинцовых сульфосолов — джемсонита или цинкениита, а также гудмундита и иногда антимонита. Тетраэдрит — основной носитель серебра в рудах — является наряду с сульфосолями свинца одним из главных или второстепенным минералом. Не столь обычны для этого типа минералы висмута, хотя он и присутствует постоянно в повышенных количествах. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в рудах антимонита, образующего иногда в рудных полях со свинцово-сурьмяно-серебряным оруденением самостоятельные рудные жилы (Савоярды, Серебряный рудник в Восточном Алас, Валь-де-Рибас

в Пиренеях и др.). Этот геохимический тип серебро-сурьмяных месторождений развит в рудных провинциях с золотым и золото-сурьмяным оруденением (Тянь-Шань, Центральный Французский массив, Спишско-Гемерское рудогорье и др.) и является, вероятно, переходным между сурьмяными и золото-сурьмяными месторождениями с одной стороны и серебро-сурьмяными — с другой. Примеры таких взаимопереходов в пределах одних рудных жил известны в Боливии, Восточном Забайкалье, Центральном Французском массиве и других регионах.

В то же время свинцово-сурьмяно-серебряные месторождения связаны постепенными переходами с медно-висмут-серебряными с одной стороны и серебро-свинцовыми — с другой (Асхатин-Озерная зона на Юго-Восточном Алтае и в Северо-Западной Монголии). Примером месторождения этого геохимического типа служит Кумыштагское месторождение в Таласском хребте, которое интенсивно разрабатывалось в древности. Содержание серебра в рудах этого типа обычно не превышает 400—600 г/т.

Достаточно своеобразен ртутно-серебряный геохимический тип серебро-сурьмяной рудной формации. Он весьма близок к медно-висмут-серебряному, но отличается высокими содержаниями ртути в тетраэдрите (от 1 до 21 %), присутствием в рудах киновари и других ртутных минералов. Некоторыми исследователями он выделяется в качестве швацитового [Озерова, 1986] или кварц-барит-блеклорудного [Геология и генезис..., 1978] минерального типа мышьяково-сурьмяно-ртутной рудной формации. Этот геохимический тип рассматривается как переходный между серебро-сурьмяным оруденением и мышьяково-сурьмяно-ртутным. Такие переходы как по латерали, так и по вертикали действительно прослеживаются в Сагсайской зоне (Северо-Западная Монголия) и Спишско-Гемерском рудогорье в ЧСФР.

В рудных жилах ртутно-серебряных месторождений широко развит барит, который иногда может преобладать над сидеритом, наблюдаются более низкие содержания серебра (до 200—350 г/т) и висмута, несколько меньший спектр сульфосолей, среди которых преобладают швацит, халькостибит, джемсонит, козалит, бурнонит. Характерно также присутствие в рудах арсенидов и сульфоарсенидов Ni, Co и Fe, халькопирита, галенита и сфаленита. В отличие от других типов серебро-сурьмяных руд ртутно-серебряные сопровождаются обширными ореолами гидротермально измененных пород, представленных аргиллизитами каолинитовой или гидрослюдистой фации.

Детальное изучение минерального состава серебро-сурьмяных месторождений позволило выделить несколько минеральных типов руд, отличающихся по преобладанию в них того или иного рудного минерала: тетраэдритовый — Асхатин, Толбонур (Монголия), Акджилга (Памир); халькостибитовый — Асхатин, 2-я рудная зона (Монголия), Пограничное (Алтай), Абфальтербах (Австрия); цинкениновый — Кара-Оюк (Алтай); бурнонитовый — Озерное (Алтай); Березкинское (Якутия); джемсонитовый — Кумыштагское (Таласский хр.), Серебряный рудник, Савоярды (Восточный Алай); шва-

цитовый — Рудняны (ЧСФР), Сагсайское (Монголия), Джылкыдал (Алай); халькопиритовый — Средненарингольское, Правобережное (Монголия), уч. Сидеритовый (Тува); галенит-сфалеритовый — Чаган-Гол (Алтай), Правобережное, Моренный (Монголия).

Два последних минеральных типа руд отмечаются обычно на флангах рудных зон в участках выклинивания серебро-сурьмяного оруденения.

ГЛАВА II

ТИПОВЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ С СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Серебро-сурьмяные месторождения достаточно широко распространены во многих регионах мира, главным образом в оловорудных провинциях. Наглядными примерами могут служить многие рудные районы Европы (Рудные горы, Шварцвальд, Словацкое рудогорье, Альпы), Алтае-Саянской складчатой области (Юго-Восточный Алтай — Северо-Западная Монголия и др.), Средней Азии (Таласский район, Восточный Алай), Южного Памира, Якутии, Приморья. Следует отметить, что серебро-сурьмяное оруденение практически не встречается или, по крайней мере, не образует сколько-нибудь значимых проявлений вне регионов развития оловянного, главным образом касситерит-силикатно-сульфидного оруденения. Такая связь серебряного и оловянного оруденений общезвестна и наиболее отчетливо проявляется на примере вулканогенно-гидротермальных олово-серебряных месторождений Боливии и Северо-Востока СССР. Кроме оловянной серебро-сурьмяная минерализация ассоциирует с другими типами низкотемпературного гидротермального оруденения: мышьяково-сурьмяно-ртутным, никель-кобальтовым арсенидным и сульфоарсенидным, баритовым, флюоритовым и др.

Наиболее полно проявлено и достаточно хорошо изучено серебро-сурьмяное и сопутствующее ему оруденение в трех рудных районах: на Юго-Восточном Алтае и в Северо-Западной Монголии, Таласском хребте и на Южном Памире, где сконцентрировано в Юстыдском, Толбонурском, Кумыштагском и Базардаринском рудных узлах.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ — СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

В этом районе развития серебро-сурьмяного оруденения известно несколько десятков месторождений и рудопроявлений такого типа. Кроме серебро-сурьмяных здесь широко развиты месторождения молибден-редкометалльно-вольфрамовой, олово-редкометалльно-вольфрамовой, кварц-касситеритовой, медно-кобальт-вольфрамовой,

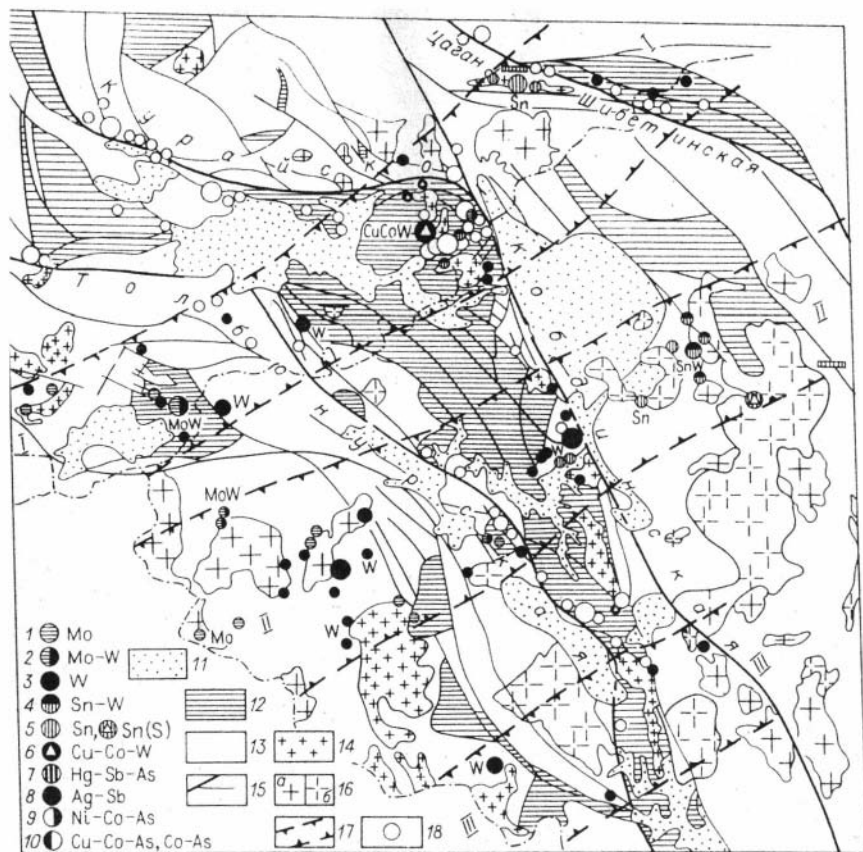


Рис. 1. Размещение позднегерцинского оруденения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии.

1–10 — рудные формации: 1–3 — молибден-редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая (минеральные типы: грейзеново-молибденитовый (1), кварц-молибден-вольфрамитовый (2), кварц-вольфрамитовый и кварц-шеелитовый (3)); 4 — вольфрам-редкометалльно-оловорудная грейзеновая; 5 — касситерит-силикатно-сульфидная; 6 — медно-кобальт-вольфрамовая; 7–10 — месторождения низкотемпературных рудных формаций (7 — мышьяково-сурьмяно-ртутной, 8 — серебро-сурьмяной, 9 — никель-кобальтовой арсенидной, 10 — медно-кобальтовой сульфосолино-сульфоарсенидной и кобальтовой сульфоарсенидной). 11 — четвертичные отложения. 12 — девонские эффузивно-осадочные и терригенные отложения. 13 — нижнепалеозойские отложения. 14 — гранитоиды Юстыдского комплекса. 15 — разломы. 16 — гранитоидные формации позднеорогенная (сининверсионная) (а) и гранитных батолитов (б). 17 — границы рудных зон (I — Юстыдско-Калпунтуйской, II — Уланульской, III — Саянской (W)). 18 — проявления мезозойского оруденения.

кобальтовой сульфоарсенидной, мышьяково-сурьмяно-ртутной, никель-кобальтовой арсенидной и других рудных формаций, образующих два разновозрастных рудных комплекса: позднегерцинский и мезозойский [Кузнецов, 1963; Сотников, Никитина, 1971; Оболенский, 1984, 1985; Борисенко и др., 1986, 1991].

Рудный район Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии располагается в пределах трех различных структурно-формационных зон: каледонской Алтайской, позднекаледонской Хархиринской и находящейся между ними Делюно-Юстыдской, приуроченной к одноименному герцинскому прогибу (рис. 1, 2). Главными

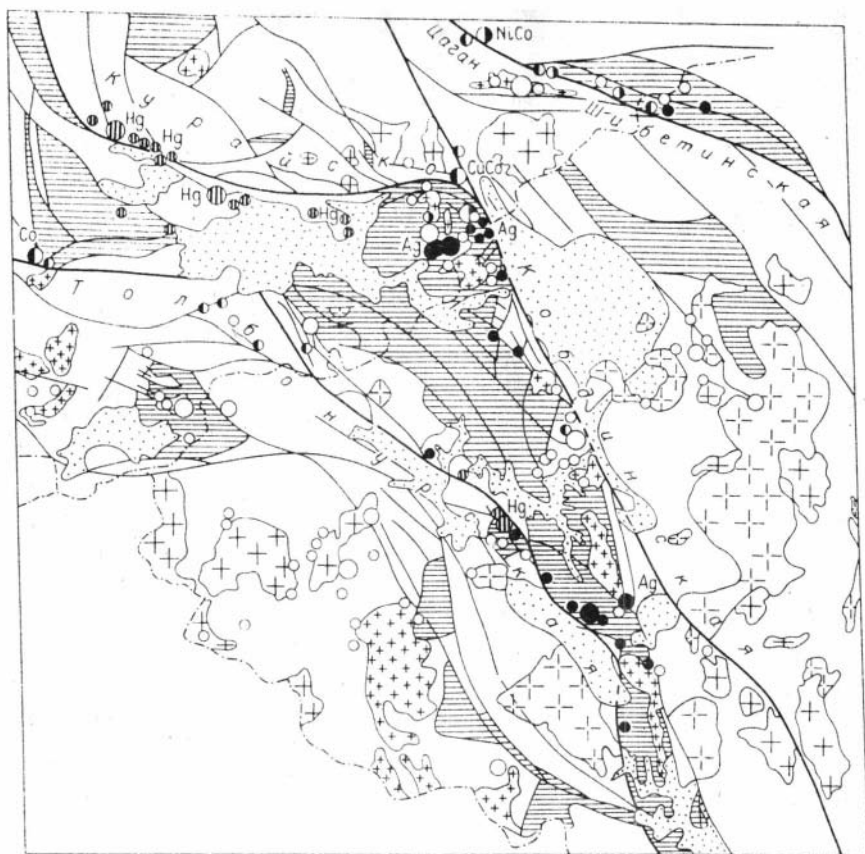


Рис. 2. Размещение низкотемпературного оруденения мезозойского этапа в Юго-Восточном Алтае и Северо-Западной Монголии. Усл. обозн. см. на рис. 1 (18 — проявления позднегерцинского оруденения).

разрывными структурами региона служат Курайско-Кобдинский и Теректинско-Толбонурский глубинные разломы, являющиеся границами этих трех структурно-формационных зон. В Алтайской зоне развиты сложно дислоцированные, в разной степени метаморфизованные отложения песчано-сланцевой флишеидной формации кембрия и ордовика. На них с резким несогласием залегают терригенные силурийские и вулканогенно-осадочные девонские толщи, выполняющие наложенные мульды. Эти образования прорваны гранитоидами алтайского комплекса, наиболее крупные массивы которого расположены преимущественно в антиклинальных структурах. Они сложены гранитами, тоналитами, гранодиоритами и адалеллитами [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975].

Хархиринская структурно-формационная зона характеризуется широким развитием нижнекембрийского зеленокаменного, верхнекембрийского терригенно-зеленосланцевого комплексов и ордовик-силурийских терригенно-вулканогенных и карбонатных пород. В

многочисленных наложенных мульдах, прогибах и грабенах отмечаются вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего девона и нижнего карбона, терригенные отложения верхнего девона и карбона.

В Хархиринской зоне развиты интрузии плагиогранитов алтайского комплекса и более молодых гранитоидов гранит-щелочно-гранитной формации хархиринского комплекса. Кроме того, в зоне Цаган-Шибетинского разлома проявлены щелочные граниты девонского возраста [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975; Коваленко, Ярмолюк, 1990; и др.].

Между Алтайской и Хархиринской зонами располагается узкая, вытянутая на 400 км в субмеридиональном направлении Делюно-Юстыдская структурно-формационная зона [Дергунов и др., 1971, 1980]. Она совпадает с одноименным герцинским прогибом, ограниченным Курайско-Кобдинским на востоке и Толбонурским на западе разломами. Эта зона интересна тем, что в ее пределах сосредоточено подавляющее количество серебро-сурьмяных месторождений рассматриваемого региона.

Делюно-Юстыдский прогиб выполнен мощной толщей (до 9 км) девонских отложений, залегающих с резким угловым несогласием на древних геосинклинальных комплексах Алтайской и Хархиринской зон. В основании разреза девона залегает толща ниже-среднедевонских эффузивно-осадочных пород, представленных липаритовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, их туфами, лавобрекчиями, а также туфопесчаниками, туфогравелитами и конгломератами. Отмечаются гипсоносные терригенно-карбонатные отложения в составе аксайской свиты [Родыгин, 1959]. Эффузивно-осадочная толща девона наиболее полно проявлена вдоль западной границы Делюно-Юстыдского прогиба, где отмечено их несогласное наложение на древнем складчатом основании.

Выше залегает мощная (до 5 км) толща флишеидных терригенных отложений среднего и верхнего девона. В северной части прогиба на территории СССР эта толща описана как юстыдская серия, в составе которой различают ташантинскую, барбургазинскую и богутинскую свиты, южнее они выделены как хатугольская свита. Эти отложения фациально достаточно выдержаны на всем протяжении Делюно-Юстыдского прогиба. Они представлены темно-серыми алевролитами, черными сланцами и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Вверх по разрезу нарастает количество тонкозернистых разностей пород и их известковистость. Отличительной особенностью терригенных отложений среднего и верхнего девона является повышенное содержание в них углистого вещества (до 5,5 % С-органического в углистых алевролитах) и сульфидов. Последние образуют послойную вкрапленность, конкреции пирит-марказитового состава. Отмечаются пласты медистых песчаников (р. Хатугийн-Гол) и местами многочисленные эпигенетические пирит-пирротиновые прожилки, связанные с преобразованием сульфидного вещества пород в процессе термального контактового метаморфизма. Зоны таких сульфидизированных пород протягиваются вдоль простиранья

Возрастные соотношения оруденения с магматическими образованиями на Юго-Восточном Алтае и в Северо-Западной Монголии

Магматические породы, оруденение	Данные по абсолютному возрасту, млн лет	Геологические соотношения
Ртутное, серебро-сурьмяное	150—240 (K-Ar)	Hg и Ag-Sb оруденение наложено на дайки лампрофиров (участки Чубеккуль (Hg), Асхатин (Ag-Sb), Пограничный (Ag-Sb)). Ag-Sb оруденение наложено на As-Ni-Co и Cu-Co-As руды (участки Асхатин-Гол, Моген-бурень)
Лампрофиры чуйского комплекса	259 ± 3 (Rb-Sr); 190—250 (K-Ar), ср. 210	Лампрофиры пересекают рудные зоны с Cu-Co-As минерализацией на участках Кокузек, Аюуту, Саржематы в Южно-Чуйском хребте
Медно-кобальтовое, никель-кобальтовое арсенидное	210—212; 250—258 (U-Pb); 242—252 (U-Pb)	Наложено на дайки диабазов теректинского комплекса
Диабазы, габбро-диабазы теректинского комплекса	230—280 (K-Ar)	Пересекают граниты юстыдского комплекса и связанное с ними редкометалльно-вольфрамовое оруденение
Кварц-турмалин-редкометалльное	242 (K-Ar)	—
Кварц-шесслитовое	275 (K-Ar)	—
Граниты юстыдского комплекса	200—410 (230—280) (K-Ar) 327 (Rb-Sr)	По данным В.А. Говердовского, галька юстыдских гранитов и турмалиносодержащих роговиков из контактового ореола установлена в средне-верхнекарбоновых конгломератах

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по данным Р.В. Оболенской [1971, 1983]; Р.В. Оболенской, Л.В. Фирсова [1966]; А.А. Долгушиной и др. [1979]; А.С. Митропольского, Н.А. Кулик [1975]; "Петрохимическая характеристика" [1983] и авторов. По гранитам 280—230 млн лет соответствуют наиболее часто встречающимся значениям, а 200—410 млн лет — общий интервал известных значений.

терригенных отложений на десятки километров при мощности до 1,5—2 км. Они отличаются повышенными содержаниями Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co и других элементов.

В пределах Делюно-Юстыдского прогиба проявлены пять интрузивных комплексов, соответствующих определенным стадиям тектонического развития региона: караюкский дайковый (D₃fr), юстыдский гранитоидный, теректинский диабазовый и курайский долеритовый (P-T), чуйский щелочных базальтоидов (MZ) [Кузнецов В.А., 1963, 1966; Амшинский и др., 1976; Долгушина и др., 1979; Михалева, 1961, 1963; Оболенская, 1971, 1983; Говердовский и др., 1988; Волчкович, Леонтьев, 1990].

Предполагается наличие в этом районе еще более молодого магматического комплекса эдельвейс, включающего ультраосновные по-

роды, сиениты и карбонатиты с редкоземельным оруденением [Оболенская, 1983].

Караюкский дайковый комплекс, по данным В.А. Говердовского [1985, 1987], сформировался в раннюю орогенную стадию развития региона и представлен породами гипабиссально-субвулканической фации: диабазами, диабазовыми порфиритами; в значительно меньшей степени развиты дайки и штокообразные тела андезито-базальтового и андезитового состава, изредка встречаются единичные дайки дацитовых и риолитовых порфиритов.

Силлы диабазов и диабазовых порфиритов часто залегают согласно с вмещающими их песчаниками и алевролитами барбургазинской свиты (D_3fr), которые смяты в брахиформные, асимметричные наклонные складки и прослеживаются на сотни метров. Под влиянием гранитоидных массивов (Юстыдского, Барбургазинского) породы силлов даек и осадочной толщи биотитизированы.

В пределах Делюно-Юстыдского прогиба широко проявлены гранитоиды юстыдского комплекса [Кузнецов В.А., 1966; Михалева, 1961; Говердовский и др., 1988] (Юстыдский, Тоштоузекский, Барбургазинский, Тургенигольский, Сайринулинский и другие массивы), близкие по времени становления к основной фазе складчатости. К настоящему времени нет однозначного решения вопроса о возрасте юстыдского комплекса. Большинство абсолютных датировок К-Аг методом показывают пермский возраст этих гранитов [Петрохимическая..., 1983; Митропольский, Кулик, 1975]. По геологическим наблюдениям В.А. Говердовского [1987], становление юстыдских гранитов происходило в раннем карбоне. Это согласуется с данными Rb-Sr определений их возраста — 327 млн лет (табл. 2).

Среди пород, слагающих массивы, наиболее распространены мелко-среднезернистые биотитовые граниты, аплитовидные граниты, крупнозернистые, равнозернистые порфириовидные граниты, грубопорфириовидные рапакивиоподобные граниты, отвечающие различным фациям главной интрузивной фазы. В гранитах встречаются турмалин, кварц-турмалиновые гнезда, флюорит. По петрохимическим особенностям большинство пород комплекса принадлежит к семейству гранитов нормального и субщелочного ряда. Породам свойственны: 1) высокое содержание кремнезема (72,0—77,0 мас. %); 2) высокая глиноземистость ($al' = 3,2—6,1$); 3) значительный уровень общей щелочности (до 8,3 мас. %); 4) преобладание калия над натрием, низкое содержание окисей титана, магния, марганца. Вторая интрузивная фаза в массивах юстыдского комплекса представлена гранитпорфирами и аплитами.

Гранитоидные интрузии сопровождаются обширными ореолами контактового метаморфизма — роговиками и скарноидами, развивающимися по породам девона.

В рассматриваемом районе развиты постгранитные дайки (габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты), отличающиеся от близких по составу даек теректинского комплекса [Долгушина и др., 1979]. Они располагаются преимущественно в Юстыдском и других гранитных массивах, но часто выходят за их пределы в поле ро-

говиков. Дайки имеют падение $60-70^\circ$, мощность $0,1-12,0$ м и протяженность до 4 км и более. По данным В.А. Говердовского и др. [1988], условия залегания их и соотношение с гранитоидами свидетельствуют от том, что дайки выполняли контракционные трещины в еще не остывших гранитах. Это наглядно видно на примере даек габбро-диабазов Толбонурского месторождения (Монголия), где эти породы, пересекая зону контактового метаморфизма и граниты юстыдского комплекса, подвергаются все большему изменению и в гранитах превращены в биотит-актинолитовые породы.

Возрастное положение даек остается во многом дискуссионным [Долгушина и др., 1979; Михалева, 1986; Говердовский, 1987]. Однозначные геологические данные отсутствуют. На основе определения абсолютного возраста по амфиболу условно принимается нижнекаменноугольный (визейский) возраст постгранитных даек [Говердовский, 1987].

Более поздними магматическими образованиями в Делюно-Юстыдском прогибе являются дайки диабазов и габбро-диабазов — аналоги теректинского гранит-порфир-спессартит-диабазового [Михалева, 1963, 1989] или курайского долеритового [Оболенская, 1983] комплексов малых интрузий. Становление их связано с ранним этапом мезозойской активизации.

В различных участках прогиба отмечаются рои диабазовых даек преимущественно субмеридионального простирания. Мощность их изменяется от 0,2 до 150 м; по простиранию они прослеживаются от 250—300 м до 2,5—3,5 км. Контакты даек по отношению к боковым породам секущие, резко выраженные. Среди пород комплекса выделяются три группы: основные, средние и кислые. Распространены главным образом породы основного (диабазы, габбро-диабазы, кварцевые диабазы и др.) и среднего (спессартиты, микродиориты, диоритовые порфиры) состава. Основным породам комплекса свойственно высокое содержание фермических компонентов ($b = 27,6-31,5$), недосыщенность кремнеземом $Q = -2,8 \div -11,7$, низкое содержание щелочей в алюмосиликатах ($\alpha = 4,8-8,8$), преобладание натрия над калием ($n = 67,4-94,4$). Дайки теректинского гранит-порфир-спессартит-диабазового комплекса являются производными толситовой магмы [Михалева, 1963, 1989].

Однозначного решения вопроса о возрасте этих пород пока нет [Михалева, 1963, 1989; Оболенская, 1983; и др.]. Достоверно лишь установлено, что они отчетливо пересекают юстыдские граниты и сами, в свою очередь, секутся лампрофирами чуйского комплекса.

Более молодые магматические образования в юго-восточной части Горного Алтая и Северо-Западной Монголии выделяются в чуйский комплекс щелочных базальтоидов [Оболенская, 1963, 1971, 1983], которые образуют три протяженных дайковых пояса: Курайский, Южно-Чуйский и Северо-Чуйский. В Юстыдском прогибе выделяется вытянутый к северо-востоку ареал преимущественно субширотных даек лампрофиров в верховьях рек Тургени-Гол, Нарин-Гол, Юстыд. Протяженность ареала составляет около 40 км. Дайки сложены в основном лампрофирами: ксерантитами, камптонитами, минеттами,

оливиновыми минеттами и реже бостонитами и другими породами и приурочены к оперяющим системам трещин крупных разломов. Характерны для пород чуйского комплекса и трубки взрыва, выполненные эруптивными брекчиями, обломочный материал которых составляет как вмещающие, так и глубинные (кристаллические сланцы, пироксениты, гранито-гнейсы и др.) породы [Оболенская, 1971]. Петрохимические особенности таковы: 1) породы недосыщены кремнеземом ($Q = 3,7$, до — 27,9); 2) богаты феррическими компонентами ($b = 19,5—36,9$); 3) обладают высокой магнетиальностью (MgO до 7—12 мас. %), высокой щелочностью (сумма щелочей до 9,0 мас. %) и высокой калиевоcтью (K_2O до 7,0 мас. %). Породы чуйского комплекса образовались в результате глубинной дифференциации мантийной щелочной оливин-базальтовой магмы под влиянием потоков сквозьмагматических интрателлурических флюидов [Оболенская, 1963, 1983 и др.].

О возрасте этих пород имеются следующие данные: они пересекают граниты юстыдского, диабазы курайского или теректинского комплексов и медно-кобальтовые жилы с абсолютным ($U - Pb$) возрастом 210—250 млн лет (см. табл. 2). Абсолютный возраст самих лампрофиров колеблется от 190—230 млн лет по $K-Ar$ методу (есть и более древние датировки возраста (260—290 млн лет) (до 254 млн лет по $Rb-Sr$ методу). Все это указывает на позднемезозойско-раннемезозойский, возможно триасовый, возраст лампрофиров. Эти данные согласуются с возрастом аналогичных дайковых комплексов в других районах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Немцович, 1976; Мушкин, 1977; Изох, Калинин, 1988; Волочкович, Леонтьев, 1990; и др.].

Вместе с тем целый ряд геологических данных и сопоставление этих пород с дайковыми комплексами Восточного и Западного Забайкалья, Монголии и других регионов позволяют предполагать позднемезозойский возраст чуйского комплекса [Оболенская, 1971, 1983; Оболенский, 1985].

Эндогенное оруденение этого региона представлено двумя рудными комплексами: позднегерцинским и мезозойским.

Рудный комплекс позднегерцинского этапа объединяет в этом регионе молибден-редкометалльно-вольфрамовую (кварц-шеселитовый, кварц-вольфрамитовый и грейзеново-молибденовый минеральные типы), оловянно-редкометалльно-вольфрамовую (кварц-касситерит-вольфрамитовый минеральный тип), сульфидно-касситеритовую, медно-кобальт-вольфрамовую, кобальтовую сульфоарсенидную рудные формации и проявления полиметаллической минерализации. Для оруденения указанных формационных типов предполагается генетическая связь с позднегерцинскими гранитоидными комплексами [Кузнецов В.А., 1963; Сотников, Никитина, 1971; Рудные формации Тувы, 1981; Амшинский, 1983; Петрохимическая характеристика..., 1983; Иванова и др., 1985; Коваленко и др., 1986]. Эта связь подтверждается не только пространственной приуроченностью оруденения к гранитоидным интрузиям, но и близостью их абсолютных возрастов, а также постоянным сходством изотопного состава

рудного и породного (гранитного) свинцов, которые как для руд, так и для гранитов являются радиогенными и резко отличаются от свинца других магматических и рудных образований региона [Троицкий и др., 1986; Борисенко и др., 1991].

В каждой структурно-формационной зоне оруденение позднегерцинского этапа представлено своим набором рудных формаций.

В Алтайской зоне широко развито редкометалльно-вольфрамовое оруденение, которое повсеместно сопровождается молибденовой минерализацией, образующей иногда самостоятельные проявления грейзеново-молибденового типа. Представителями молибден-редкометалльно-вольфрамовой рудной формации являются Калгутинское, Нуригольское, Сагсайское (кварц-вольфрамитовый тип), Урзарсайское, Бар-Бургас (кварц-шеелитовый тип) и другие проявления [Сотников, Никитина, 1971; Березиков и др., 1986; Коваленко и др., 1986]. Кроме того, в этой структурно-формационной зоне известны проявления сурьмяно-вольфрамовой (антимонит-ферберитовой) рудной формации (Кобдогольское), а также редкие проявления кобальтовой сульфоарсенидной и полиметаллической минерализации.

В Хархиринской структурно-формационной зоне развито преимущественно олово-редкометалльно-вольфрамовое (Ачитнурская группа) и сульфидно-касситеритовое оруденения, определяющие олово-вольфрамовый профиль металлогении этой зоны. Олово постоянно отмечается и на многих проявлениях медной (Отор-Ула) и свинцово-цинковой минерализации; кроме того, в пределах Хархиринской зоны отмечаются обширные шлиховые ореолы и небольшие проявления россыпного касситерита.

Позднегерцинское оруденение Делюно-Юстыдского прогиба, разделяющего Алтайскую и Хархиринскую структурно-формационные зоны, отличается значительно бóльшим разнообразием и комплексным составом. В его пределах пространственно совмещены молибден-редкометалльно-вольфрамовая минерализация, характерная для Алтайской зоны, и олово-вольфрамовая, свойственная Хархиринской зоне. Здесь известны Уланульское и Мунгунтайгинское молибден-вольфрамовые, Богутинское вольфрамовое, Юстыдское олово-вольфрамовое проявления [Геология СССР, 1982; Иванова и др., 1985; и др.]. Помимо указанных выше в Делюно-Юстыдском прогибе выявлена комплексная медно-кобальт-вольфрамовая (халькопирит-кобальтин-шеелитовая), кобальтовая сульфоарсенидная и свинцово-цинковая минерализация.

Главной особенностью пространственного распределения эндогенного оруденения позднегерцинского этапа является его преимущественная локализация в виде рудных зон субширотного или северо-восточного простирания, что было отмечено В.И. Коваленко и др. [1986]. В пределах района выделяются по крайней мере три такие зоны: Юстыдско-Калгутинская, Уланульская и Сагсайская (см. рис. 1). Они пространственно совпадают с зонами сквозных секущих разрывных нарушений [Volchanskaya et al., 1983], совпадающими, в свою очередь, с зонами ступенчатого изменения гравитационного поля. Таким образом, несмотря на генеральную субмеридиональную

(или северо-западную) ориентировку основных структурных элементов этого региона, позднегерцинское оруденение тяготеет к субширотным зонам, образуя наиболее значимые рудные скопления в виде рудных узлов в участках пересечения этих зон с разломами субмеридионального или северо-западного простирания. В таких участках располагаются Юстыдский, Уланульский, Булыктинский и другие рудные узлы. Субширотные зоны оказывают влияние на характер распределения не только позднегерцинского оруденения, но и более поздних мезозойских образований. К этим зонам приурочены, хотя и не столь явно, проявления кобальтовой сульфоарсенидной минерализации и ареалы развития даек щелочных базальтоидов чуйского комплекса.

Несмотря на субширотное простирание основных региональных рудных зон, рудовмещающими структурами в пределах рудных узлов и конкретных месторождений являются в большинстве случаев зоны дробления субмеридионального направления. Такой характер локализации оруденения отчетливо проявлен на Каракульском медно-кобальт-вольфрамовом, Калгутинском, Южно-Калгутинском, Бугунском, Нурингольском и других вольфрамовых месторождениях.

В пределах выделенных субширотных региональных рудных зон отмечается латеральная зональность распределения оруденения, которая выражается в смене с запада на восток молибден-редкометалльно-вольфрамового оруденения медно-кобальт-вольфрамовым и олово-вольфрамовым и далес — существенно оловянным. Проявление такой зональности, по-видимому, связано со своеобразной металлогенической и геохимической специализацией структурно-формационных зон района, в связи с чем в пределах секущих их региональных рудных зон наблюдается латеральная изменчивость оруденения.

Рудный комплекс мезозойского этапа тектономагматической активизации Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии представлен генетическим рядом рудных формаций, начинающимся с никель-кобальтовой арсенидной и медно-кобальтовой сульфоарсенидно-сульфосольной, затем последовательно сменяющихся эпитермальными свинцово-цинковой, флюоритовой, серебро-сурьмяной и мышьяково-сурьмяно-ртутной [Оболенский, 1984, 1985; Борисенко и др., 1984]. По времени формирования и парагенетически оруденение этого ряда связано с этапом проявления щелочно-базальтоидного магматизма — чуйского дайкового комплекса лампрофиров [Оболенский, Оболенская, 1982]. Причем для никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового сульфоарсенидно-сульфосольного оруденений дайки щелочных базальтоидов являются пострудными, а диабазы курайского — дорудными [Митропольский, Кулик, 1975]. Для флюоритового, серебро-сурьмяного и мышьяково-сурьмяно-ртутного оруденений щелочные базальтоиды — дорудные, что не только согласуется с данными абсолютного возраста этих образований, но и подтверждается фактами прямых геологических наблюдений (см. табл. 2).

Пространственное распределение позднемезозойского эпитермального оруденения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Мон-

голии подчиняется тем же закономерностям, что и в других районах Алтае-Саянской складчатой области, — отчетливой приуроченности к зонам глубинных разломов, с одной стороны [Геология и генезис..., 1978; Оболенский, 1985], а с другой — к структурам обрамления герцинских прогибов, выполненных девонскими отложениями [Борисенко, 1990; Борисенко и др., 1984]. Главными рудоконтролирующими структурами для позднемезозойского оруденения данного района являются зоны Курайско-Кобдинского и Теректинско-Толбонурского глубинных разломов длительного геологического развития, выступающие и как структуры обрамления Делюно-Юстыдского прогиба. К ним приурочены две одноименные линейные металлогенические зоны, в которых пространственно совмещены ртутное, кобальтовое и серебро-сурьмяное оруденения (см. рис. 2).

В пределах выделенных металлогенических зон позднемезозойское оруденение локализовано в различных системах разрывных нарушений, структурно связанных с главными рудоконтролирующими разломами. Проявления никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового оруденений (наиболее ранних в последовательном генетическом ряду рудных формаций) тяготеют в основном к зонам субмеридиональных разрывных нарушений. Более поздняя серебро-сурьмяная минерализация отчетливо приурочена к субширотным разломам и зонам дробления, вмещающим часто и дайки щелочных базальтоидов чуйского комплекса. Проявления мышьяково-сурьмяно-ртутного оруденения более тесно связаны с зонами глубинных разломов, с которыми пространственно совмещены основные ртутнорудные зоны (Курайская и Сагсайская). Все это свидетельствует о постоянной смене геодинамического режима в период формирования эпитермального оруденения позднемезозойского этапа, когда был отчетливо проявлен континентальный рифтогенез.

Таким образом, своеобразие металлогении этого рудного района определяется пространственным совмещением эндогенного оруденения, относящегося к двум различным рудным комплексам — позднегерцинскому орогенному и мезозойскому дейтероорогенному. Их формирование протекало в различной геодинамической обстановке, что нашло свое отражение в характере локализации разновозрастного оруденения этого региона.

Серебро-сурьмяное оруденение рудного района структурно тесно связано с Делюно-Юстыдским прогибом и локализовано преимущественно в контактово-метаморфизованных черносланцевых отложениях среднего и верхнего девона (см. рис. 2). Распределение серебряного оруденения в этом прогибе носит явно выраженный узловый характер. Отчетливо выделяются два рудных узла с серебро-сурьмяной минерализацией: Юстыдский и Толбонурский. Особого внимания заслуживает также Сагсайская серебро-ртутная зона.

Юстыдский рудный узел

Наиболее крупным и детально изученным является Юстыдский рудный узел, располагающийся в северной части Делюно-Юстыдского прогиба и пространственно совпадающий с северной его составля-



Рис. 3. Геологическое строение и размещение серебро-сурьмяного оруденения Юстыдского рудного узла.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхне-среднедевонские углистые терригенные отложения; 3 — нижне-среднедевонские эффузивно-осадочные образования; 4 — нижнепалеозойские образования; 5 — гранитоиды Юстыдского комплекса; 6 — разломы; 7 — сидеритовые жилы: безрудные или с халькопиритом (а), с серебро-сурьмяным оруденением (б); 8 — проявления ртути (швацгитовый тип) (а) и шлиховые ореолы киновари (б); 9 — проявления сурьмы (антимонита) (а) и шлиховые ореолы антимонита (б).

ющей — Юстыдским прогибом. Этот рудный узел ограничен с севера и востока дугой Курайско-Кобдинского глубинного разлома, меняющего в этом участке свое простираие с юго-восточного на южное (рис. 3). Зона этого разлома является главной рудоконтролирующей структурой рудного узла, а сопряженные с ним нарушения более высоких порядков — основными рудовмещающими.

Юстыдский прогиб выполнен мощной толщей девонских отложений, в основании которой залегают красноцветные и вулканогенно-осадочные породы D_{1-2} перекрывающиеся мною километровой "черносланцевой" толщей D_{2-3} , которая вмещает большинство эпиптермальных проявлений рудного узла. Тектонические пластины в зоне разлома-ограничителя сложены метаморфизованными вулканогенно-карбонатными образованиями протерозоя, кремнисто-вулканогенными — нижнего кембрия, терригенно-карбонатно-алевролитовыми — ордовика и нижнего силура, вулканитами базальт-андезит-дацитового состава — эйфеля.

Девонские отложения Юстыдского прогиба прорваны порфировидными гранитами Юстыдского комплекса, сопровождающимися обширными ореолами роговиков и скарноидов. Наиболее крупные гранитоидные массивы — Юстыдский, Барбургазинский, Тоштоу-

зекский, Ценгесайский, Тургенский и др. Широко развиты дайки диабазов и габбро-диабазов караюкского и теректинского и лампрофиров чуйского комплексов. Диабазы в пределах рудного узла в большей мере приурочены к субмеридиональным разломам, в то время как минетты, керсантиты и камптониты чуйского комплекса чаще связаны с трещинами восточно-северо-восточного (65—80°) простирания.

В этом рудном узле, как и во всем рудном районе, развито оруденение двух разновозрастных рудных комплексов: позднегерцинского (Sn, W → Sn, Fe, As → Pb, Zn → Ag, Pb)*, тесно ассоциирующего с гранитоидами юстыдского комплекса, и мезозойского эпиптермального (Ni, Co, As (Cu, Co, As) → Pb, Zn → Ag, Sb → Cu, Hg, Sb), парагенетически связанного с проявлением щелочно-базальтоидного магматизма [Оболенский, 1985; Борисенко и др., 1984, 1988]. Оруденение мезозойского этапа, в свою очередь, образует две разновозрастные группы формаций Ni, Co, As + Cu, Co, As и Ag, Sb + Hg, Sb, As (Cu, Hg, Sb). Арсенидная Ni-Co- и Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольная минерализация является более ранней и отделена по времени формирования от серебро-сурьмяной и ртутной периодом внедрения даек лампрофиров, которые в Южно-Чуйском хребте пересекают зоны с Cu-Co минерализацией [Оболенская, 1971]. Более поздняя серебро-сурьмяная минерализация наложена как на дайки лампрофиров (участки Пограничный, Асхатин), так и на Ni-Co-арсенидное оруденение (уч. Асхатиин-Гол) и Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольное (Могенбуренское). Наложение ртутных руд на дайки этого типа установлено на уч. Чубеккуль [Там же]. Соотношение ртутного и серебро-сурьмяного оруденений менее определено. Можно лишь отметить, что между ними существует переходный тип — барит-блеклорудный (барит-киноварный), для которого характерно широкое развитие ртутьсодержащих блеклых руд, часто сереброносных (до 1,7 % Ag). Представляется, что ртутное и серебро-сурьмяное оруденения сближены во времени и их пространственно-временные соотношения в целом сходны с соотношением антимонитовой и киноварной минерализации на сурьмяно-ртутных месторождениях.

Серебро-сурьмяное оруденение Юстыдского рудного узла локализуется в пределах протяженных линейных сереброносных зон, пять из которых наиболее значимы: Асхатин-Озерная, Мунгунтайгинская, Могенбуренская, Янтауская и Левобережная. Самая крупная из них Асхатин-Озерная представляет собой мощную (до 1,5 км) крутопа-

*Здесь и далее приняты следующие сокращения для различных типов оруденения: Ni, Co, As — никель-кобальтовое арсенидное; Cu, Co, As — медно-кобальтовое сульфоарсенидно-сульфосольное; Co, As — кобальтовое сульфоарсенидное; Fe, As — арсенопирит-леллингитовое; As, S — реальгар-аурипигментовое; Pb, Sb — свинцово-сурьмяное; Ag, Pb — серебро-свинцовое; Ag, Sb — серебро-сурьмяное; Sb — антимонитовое; Au, Sb — золото-сурьмяное; Au, As — золото-мышьяковое; Hg — ртутное (киноварное); As, Sb, Hg — мышьяково-сурьмяно-ртутное (реальгар-аурипигмент-антимонит-киноварное); Cu, Hg, Sb — ртутно-блеклорудное; Sn, W — оловянно-вольфрамовое; Mo, W — молибден-вольфрамовое; Cu, Mo — медно-молибденовое; Pt, Zn — свинцово-цинковое; Sn, S — сульфидно-касситеритовое; Ca, F — флюоритовое; Ba — баритовое.

дающую зону дробления и рассланцевания пород, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении ($65-80^\circ$) более чем на 25 км от верховьев р. Юстыд к среднему течению р. Асхатиин-Гол (см. рис. 3). К ней практически повсеместно приурочена жильная сидеритовая минерализация с серебро-сурьмяным оруденением.

К настоящему времени в пределах этой зоны выявлено несколько участков наиболее интенсивного проявления сидерит-сульфосольной минерализации с юго-запада на северо-восток: Чаган-Гол, Озерный, Кара-Оюк, Пограничный, Асхатин и др. Все они располагаются в сходной геологической позиции и приурочены к зоне разлома, протягивающегося в северо-восточном направлении вдоль контакта песчано-сланцевых отложений богутинской и барбургазинской свит. Обогащенные органическим веществом и рассеянными сингенетичными сульфидами вмещающие породы замстно преобразованы в зоне контактового метаморфизма гранитоидов юстыдского комплекса (Юстыдский и Барбургазинский массивы) и превращены в роговики. В зоне разлома эти породы брекчированы, рассланцованы и гидротермально изменены. Гидротермальное изменение пород выразилось в аргиллизации песчаников, алевролитов, сланцев и гранитоидов. Околорудные метасоматиты сложены в основном гидрослюдой, кварцем с примесью углистого вещества и карбонатов, что позволяет отнести их к гидрослюдистой фации аргиллизированных пород. Мощность зон гидротермального изменения пород невелика. Вокруг отдельной жилы она, как правило, не превышает 0,5—1 м. Причем безрудные сидеритовые жилы в сланцах не сопровождаются сколько-нибудь заметным изменением пород.

Западный фланг Асхатин-Озерной сереброносной зоны расположен на территории СССР, где выявлено несколько участков серебро-сульфосольного оруденения (с запада на восток): Чагангольский, Озерный, Караоюкский, Пограничный. Восточный фланг Асхатин-Озерной зоны на территории Монголии представлен месторождением Асхатин. Строение зоны на этом фланге усложняется, и она в виде расходящихся всером жильных зон теряется в эндо- и экзоконтактной частях Тургенигольского гранитного массива. При этом рудная зона 1, не меняя залегания (аз. прост. $70-80^\circ$), “утыкается” в западный экзоконтакт и протягивается далее в виде маломощных безрудных или с незначительным количеством сульфидов сидеритовых прожилков через весь массив. Другие зоны (2, 3, 4, 5), постепенно меняя свое простирание на северо-восточное и северо-северо-восточное, в системе послонных срывов “обтекают” гранитный массив с запада. На продолжении Асхатин-Озерной зоны в противоположном северо-восточном экзоконтакте массива выявлен участок развития жильной сидеритовой минерализации (рудная зона 8). Залегание сидеритовых жил этого участка соответствует общему простиранию Асхатин-Озерной зоны, что позволяет рассматривать этот участок ее продолжением. Характерно, что на этом участке установлены дайки лампрофиров чуйского комплекса, залегающие согласно сидеритовым жилам. Еще далее к востоку по правым притокам р. Асхатиин-Гол установлены сидеритовые и сидерит-сульфосольные жилы субширот-

Рудная формация	Месторож- дение, рудо- проявление	М и н е р а л ь н ы й с о с т а в р у д																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
		Саморо- дные эле- менты	Сульфиды простые и сложные																Арсен- иды	Окислы	карбо- наты	Сульф- раты	Сили- каты	Арсен- иды																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
			Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*							Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*	Висмут	Сурьма	Свинец*	Цинк*	Железо*	Никель*	Кобальт*	Медь*	Серебро*

● 1 ○ 2 ○ 3 * 4

Рис. 4. Минеральный состав серебряных (серебро-сульфосольных) и серебросодержащих проявлений Юстыдского рудного узла.

1 — главные; 2 — второстепенные; 3 — редкие; 4 — гипертенные.

Стадии минералы	Доруд- ная пи- рит- арсено- пирит.	Сидери- товая	Арсенопи- ритовая	Сульфид- сульфидная	Поздняя сульфид- ная	Пост- руд- ная
кварц						
Серицит						
Гидрохлорид						
Сидерит						
Анкерит						
Кальцит						
Гематит						
Пирит						
Пирротин						
Герсдорфит						
Ульманнит						
Арсенопирит						
Леллингит						
Гудмундит						
Антимонит						
Хоробетсуит						
Sb-висмутин						
Цинкениит						
Джемсонит						
Халькостибит						
Тетраэдрит						
Халькопирит						
Кубанит						
Бурнонит						
Семсейит						
Сфалерит						
Фрейбергит						
Галенит						
Bi самородный						
Sb самородный						
Хлорит						
Цеоалиты						

Рис. 5. Последовательность минералообразования серебро-сурьмяных руд Асхатин-Озерной зоны Юстыдского рудного узла.

ного простираения, которые также, вероятно, связаны с системой разрывных нарушений Асхатин-Озерной зоны.

Месторождение Асхатин расположено в восточной части Асхатин-Озерной зоны. В районе месторождения широко развиты сложно дислоцированные черносланцевые отложения среднего и верхнего девона, прорванные субшелочными гранитами Тургенского массива, относящегося к юстыдскому комплексу. В зоне эндоконтакта гранитов развиты графитсодержащие сульфидизированные роговики, образовавшиеся по углистым пиритсодержащим аргиллитам богутинской свиты верхнего девона. В роговиках и гранитах отмечаются многочисленные секущие их разновозрастные дайки диабазов, диорит-порфиров, долеритов и лампрофиров.

На Асхатинском месторождении выявлены пять рудных зон, представленных жильной минерализацией кварц-сидеритового состава с вкрапленностью и гнездами серебросодержащего тетраэдрита, а также халькостибита, бурнонита, цинкениита, галенита, халькопирита, хоробетсуита, арсенопирита, самородного висмута и висмутина, пирита и других минералов (рис. 4, 5). Как правило, в таких рудных жильных зонах выделяются одна или две субпараллельные стволые

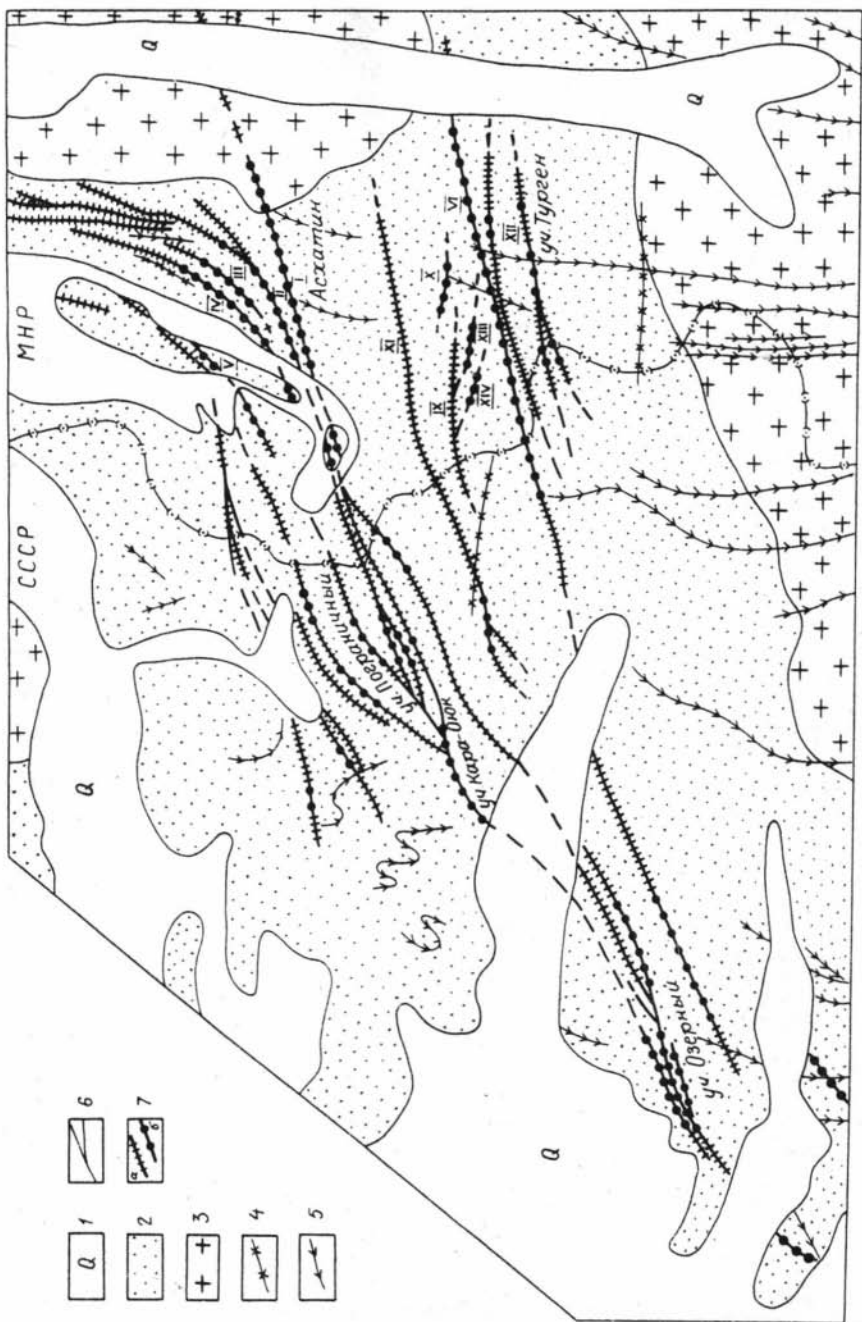
сидеритовые жилы, сопровождающиеся штокверком сопряженных с ними мелких прожилков. Мощность стволовых сидеритовых жил достигает 12 м, хотя в большинстве случаев она составляет 0,5—1,0 м. Мощность жильных зон обычно 15—20 м. Рудные минералы концентрируются преимущественно в стволовых жилах и в меньшей мере в сопровождающем их штокверке. Количество сульфидов в составе жил колеблется в значительных пределах и может достигать 50—60 % их массы, но обычно в контурах рудных тел оно не превышает 5—10 %.

Главной “осевой” рудной зоной месторождения является рудная зона 1. Она представляет собой крутопадающую секущую зону дробления, к которой приурочены мощная (от 0,2 до 12 м) сидерит-сульфидная жила и сопровождающий ее жильный штокверк. Эта зона с видимым оруденением прослежена на 2,5 км по простиранию и на более чем 500 м по вертикали. Восточный фланг этой рудной зоны прослеживается в западном эндоконтакте Тургенского гранитного массива, а далее к востоку среди гранитов она проявляется в виде зоны дробления с маломощными сидеритовыми прожилками.

Рудная зона 1 отличается наибольшей выдержанностью минерального состава и параметров руд. Они сложены в основном тетраэдритом ($\text{Ag} = 1,0\text{—}2,5\%$), халькопиритом и более редкими халькостибитом, цинкениом, хоробетсуитом, висмутином, арсенопиритом, пиритом и другими минералами (тетраэдритовый минеральный тип). Главные компоненты руд — Ag , Bi , Sb . Отмечаются повышенные содержания ртути (до $5 \cdot 10^{-2}\%$) и золота. Соотношение $\text{Au} : \text{Ag}$ в рудах колеблется от 1 : 500 до 1 : 10000.

Другие рудные зоны (2, 2-а, 3, 4, 5), расположенные последовательно к северу от первой, приурочены к системе послонных срывов, веером отходящих от зоны 1, начиная с ее западного фланга. Рудная зона 2, наиболее значимая из них, прослежена по простиранию более чем на 1100 м при мощности от 0,3 до 12 м. Строение зоны ветвящееся с многочисленными раздувами, пережимами, апофизами. Мощность стволовых сидеритовых жил весьма переменная и колеблется от 10—15 см до 6 м. Отличительной особенностью зоны является широкое развитие халькостибита, образующего иногда линзовидные до 25 см по мощности мономинеральные скопления среди сидерита. Главными минералами руд этой зоны являются халькостибит и тетраэдрит, второстепенными — халькопирит, бурнонит, цинкениом, пирит, арсенопирит, хоробетсуит и др. Руды в большей мере обогащены висмутом за счет висмутсодержащих халькостибита и цинкениита, а также самородного висмута и висмута. Распределение оруденения в плоскости рудной зоны неравномерное: участки богатых серебросодержащих руд чередуются с интервалами бедных вкрапленных руд как по простиранию, так и по падению. Руды этой зоны относятся к тетраэдритовому и халькостибитовому минеральным типам.

Заслуживает внимания зона 2-а, где вскрыты богатые тетраэдритовые руды. Эта зона сопряжена со 2-й рудной зоной и связана с опережающим последнюю разрывным нарушением (рис. 6). В пределах



остальных, менее изученных, рудных зон оруденение распространено крайне неравномерно, и лишь в нескольких пересечениях в них установлено промышленное оруденение.

Зона окисления руд на месторождении Асхатин развита довольно слабо. Наибольшую мощность она имеет в долинах ручьев и в перевальной части хребта, а в скальных обнажениях неизменные сульфиды и сульфосоли можно наблюдать на поверхности. В то же время сидерит в этих условиях практически полностью окислен. Среди вторичных минералов в зоне окисления преобладают малахит, азурит, гидроокислы железа и марганца, ярозит, халькозин, ковеллин и целый ряд других. Серебро отмечается в самородном состоянии и в виде аканита.

К югу от рудной зоны 1 установлена еще одна свита рудных жил (6—14) субширотного простирания (см. рис. 6). Они объединяются в качестве нового рудного участка — *Т у р г е н с к о г о*. Большинство рудных зон имеют субширотное простирание и крутое падение. Они, как и другие рудные зоны месторождения Асхатин, залегают среди ороговикованных углистых песчано-сланцевых отложений верхнего и среднего девона.

Наиболее мощной и протяженной на Тургенском участке является зона 6, прослеженная на 3,5 км по простиранию при вертикальном размахе в эрозионном срезе около 800 м. Мощность зоны от 2 до 20 м, простирание 75—80°, падение крутое (75—80°). Рудная зона представляет собой полосу дробления и гидротермального изменения пород, насыщенную жилами и прожилками сидерит-сульфосольного состава. Мощность стволых сидеритовых жил от 10—15 см до 1,0 м. Среди рудных минералов резко преобладают тетраэдрит и халькопирит, второстепенные — арсенопирит, халькостибит, самородный висмут, гудмундит и пирит, в меньших количествах отмечаются пирротин, сфалерит, бурнонит, самородная сурьма и др. В сидеритовых жилах отмечаются более поздние прожилки кальцит-цеолитового состава.

Некоторые рудные зоны этого участка (6-а, 7, 8, 10, 13, 14) близки по строению и минеральному составу к рудной зоне 6 и так или иначе структурно с ней связаны. В этом плане зона 6 может рассматриваться как своего рода вторая “осевая” зона Асхатинского месторождения, что еще раз подчеркивает структурную самостоятельность этого участка. Особо следует отметить зону 10, в которой сидеритовые жилы содержат обильную вкрапленность и гнезда тетраэдрита, почти нацело замещенного поздним халькопиритом вплоть до полных псевдоморфоз. Зоны 9, 11, 12 представлены сидеритовыми жилами и жильными зонами, в которых пока не установлены рудные минералы.

Оруденение этого участка, как и всего Асхатинского рудного поля, достаточно выдержанно с глубиной. При значительном наблюдаемом вертикальном размахе существенных изменений минерального сос-

Рис. 6. Геологическое строение Асхатинского рудного поля.

1 — четвертичные отложения; 2 — средне-верхнедевонские песчаники, алевролиты, углистые сланцы; 3—5 — интрузивные образования (3 — граниты юстьдского комплекса, 4 — габбро-диабазы, 5 — лампрофиры чуйского комплекса); 6 — разлом; 7 — сидеритовые жилы и жильные зоны (а — безрудные, б — с серебро-сурьмяным оруденением). Римскими цифрами обозначены номера рудных зон.

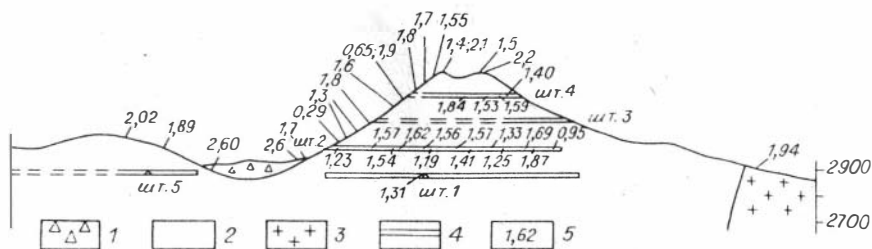


Рис. 7. Распределение содержаний серебра в тетраэдрите по рудной зоне I месторождения Асхатин (проекция на вертикальную плоскость).

1 — четвертичные отложения; 2 — углистые терригенные отложения верхнего-среднего девона; 3 — граниты юстидского комплекса; 4 — горные выработки (штольни); 5 — содержание серебра в тетраэдрите. мас. %.

тава руд не устанавливается. Можно лишь отметить, что на глубоких горизонтах конкретных жильных зон отмечается нарастание количества арсенопирита, особенно во вмещающих породах, и раннего крупнокристаллического халькопирита. В то же время поздний халькопирит, замещающий тетраэдрит, в больших количествах присутствует на верхних горизонтах жил. Мало меняется по разрезу состав основных рудных минералов — тетраэдрита и халькоститита (рис. 7).

К западу от месторождения Асхатин расположен уч. Пограничный. Он приурочен к тектоническому контакту терригенно-карбонатных отложений барбургазинской свиты и черносланцевых — богутинской свиты. В пределах рудопроявления известны дайки постгранитных диабазовых порфиров теректинского комплекса, приуроченные к субмеридиональным разломам, и субширотная дайка лампрофиров чуйского комплекса. Мощность даек 1—5 м. По данным В.А. Говердовского, дайку лампрофиров пересекают сидеритовые прожилки. Оруденение приурочено к зоне повышенной трещиноватости пород, связанной с разрывными нарушениями северо-западного простираения. Ширина зоны около 1 км.

На уч. Пограничном выделяется пять субпараллельных рудных тел, отстоящих одно от другого на 200—500 м. Сидеритовые жилы и жильные зоны расположены среди дробленных ожелезненных пород и с поверхности окислены. Рудная минерализация распределена неравномерно. Некоторые из рудных жил имеют сидерит-халькоститит-тетраэдритовый состав с незначительной примесью пирита, арсенопирита, висмута, самородного висмута и других минералов. Другие жилы имеют кварц-сидерит-гудмундит-антимонитовый состав.

Еще далее к западу в такой же геологической ситуации, как и Пограничный, расположен уч. Кара-Оюк. Его особенностью является широкое развитие в сидеритовых жилах цинкениита, который совместно с тетраэдритом относится к главным минералам руд (цинкениитовый тип). Кроме них в рудах установлены халькоститит, джемсонит, бурнонит, хоробетсуит, пирит, арсенопирит (см. рис. 4). Таким образом, руды этого участка характеризуются серебро-медно-свинцовым профилем.

В еще больших количествах свинец присутствует в рудах уч. Озерного, располагающегося к юго-западу от уч. Кара-Оюк.

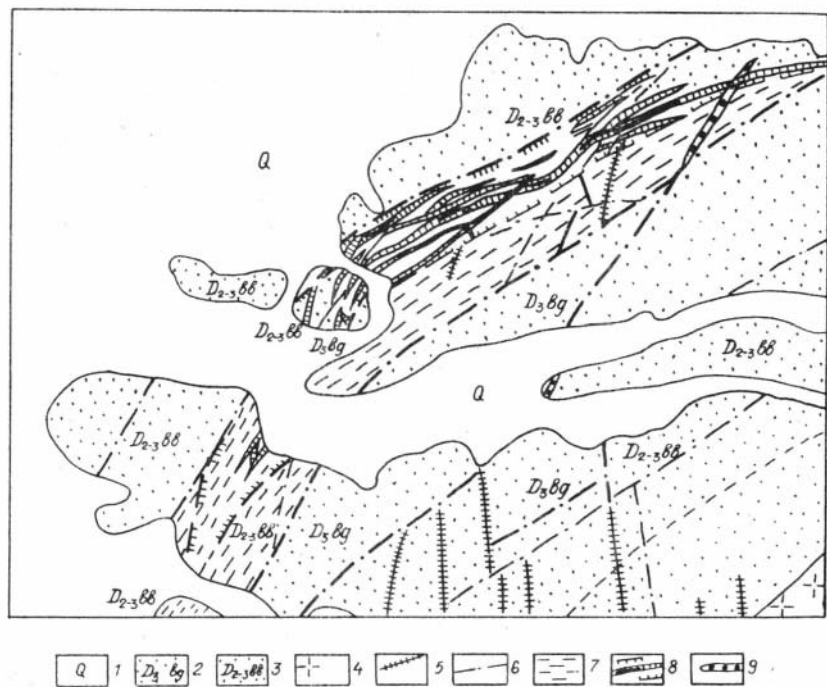


Рис. 8. Геологическое строение Озерного месторождения (по данным Курайской ГРП).

1 — четвертичные отложения; 2 — углистые терригенные отложения богутинской свиты (D_3); 3 — углистые алевролиты, сланцы, песчаники барбургазинской свиты (D_{2-3}). Интрузивные образования: 4 — граниты юксыдского комплекса; 5 — дайки габбро-диабазов и диабазов; 6 — разломы; 7 — зоны дробления и расщепления пород; 8 — рудные зоны с серебро-сурьмяным оруденением; 9 — кобальтовая сульфидно-арсенидная минерализация.

Участок сложен массивными кварц-полевошпатовыми песчаниками барбургазинской свиты среднего-верхнего девона, перекрытыми рудовмещающей толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев богутинской свиты верхнего девона (рис. 8). Отмечаются дайки диабазов караюкского и теректинского комплексов. На площади месторождения выявлено около 20 рудных тел, большинство из которых имеет азимут простирания 85° при крутом (до 85°) падении. По простиранию все тела прослеживаются на расстоянии от 45 до 540 м, а мощность их колеблется от 0,1 до 2,5 м.

Рудные тела представляют собой жилы и жильные зоны. Простые сидеритовые жилы и более сложные ветвящиеся имеют резкие, относительно прямолинейные контакты, отличаются большей протяженностью и сравнительно выдержанной мощностью по простиранию. Они сложены брекчиями вмещающих пород, сцементированных сидеритом, кварцем и рудными минералами — бурнонитом, тетраэдритом, семсейитом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, самородными висмутом и сурьмой и др. (см. рис. 4, 5). Жильные зоны сложены мелкопрожилковым сидеритовым штоквер-

ком, в различной степени обогащенным рудными минералами. Они имеют извилистые очертания и значительные вариации мощности и протяженности.

С поверхности руды сильно окислены. Подземными горными выработками, где были вскрыты неизмененные сидерит-сульфосольные жилы, оруденение прослежено более чем на 500 м по вертикали.

На юго-западном фланге Асхатин-Озерной зоны находится рудопроявление Ч а г а н-Г о л, отличающееся существенно свинцовым профилем руд. Оно приурочено к зоне дробления и рассланцевания среди песчаников и алевролитов барбургазинской свиты. Вмещающие породы гидротермально изменены (аргиллизированы) и содержат многочисленные кварц-сидеритовые и кварц-анкерит-кальцитовые прожилки мощностью до 1—5 см, образующие прожилковую зону, которая ориентирована согласно простиранию Асхатин-Озерной зоны. Рассеянная рудная минерализация обнаруживается в виде мелкой вкрапленности и прожилков галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, бурнонина, фрейбергита, Ni-Co-содержащего арсенопирита и др.

Таким образом, в западном направлении по Асхатин-Озерной сереброносной зоне происходит отчетливая смена минерального состава руд от существенно тетраэдритовых (рудные зоны 1, 2) к тетраэдрит-халькостибитовым (рудная зона 2, уч. Пограничный) и далее к цинкенитовым (Кара-Оюк), бурнонит-тетраэдритовым (Озерное) и галенит-тетраэдритовым (Чаян-Гол). В этом же направлении нарастает содержание свинца в рудах, резко уменьшается мощность рудных жил (от 1—12 м до 1—5 см), что свидетельствует о затухании оруденения в этом направлении.

Мунгунтайгинская сереборудная зона, протягивающаяся в меридиональном направлении более чем на 20 км, включает в себя Северный, Южный (на территории СССР) и Правобережный (Монголия) участки Асхатиингольского Ni-Co-арсенидного (с Bi и Ag) месторождения, Средненарингольское проявление и ряд более мелких участков сидерит-сульфидной минерализации. Эта сереброносная зона приурочена к системе межпластовых срывов и зон дробления субмеридионального простирания, сопровождающихся пологопадающими субширотными поперечными сколовыми трещинами. В северной части рудной зоны рудовмещающими являются в основном пологопадающие трещины скола среди скарированных известняков и сульфидизированных ороговикованных пород ташантинской свиты (Асхатиингольское рудное поле). В южной части рудной зоны оруденение локализовано в большей мере в зонах дробления субмеридионального простирания. С севера на юг в Мунгунтайгинской сереброносной зоне наблюдается смена Ni-Co-арсенидного оруденения (Асхатиингольское рудное поле) серебро-сурьмяным (Правобережный участок) и далее сидерит-халькопиритовыми и безрудными сидеритовыми жилами (Средненарингольское проявление и др.).

А с х а т и и н г о л ь с к о е м е с т о р о ж д е н и е описано многими исследователями [Тюлькин и др., 1971; Кулик, 1978; Тюлькин, 1980; Рудные формации Тувы, 1981]. Оно размещается на

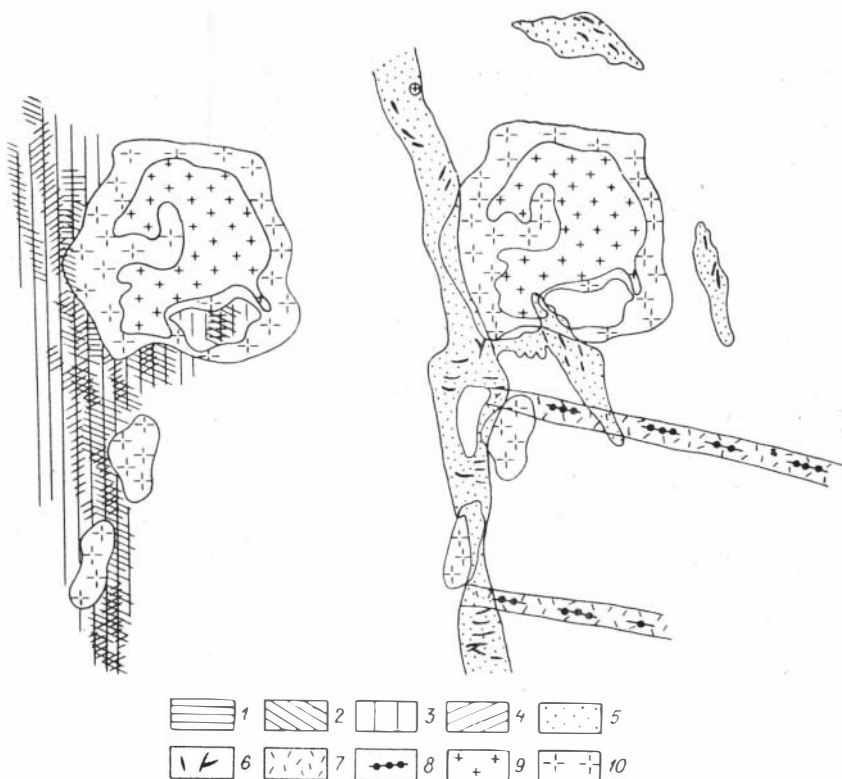


Рис. 9. Соотношение никель-кобальтового арсенидного и серебро-сурьмяного оруденений в Асхатинингольском рудном поле (по В.И. Лебедеву).

1 — пироксен-гранат-амфиболовые скарны с шеелит-молибденитовой минерализацией; 2 — пироксен-скарнитовые скарны с пирит-пирротин-пентландит-халькопиритовой минерализацией; 3 — пироксен-актинолит-тремолитовые скарноиды с сульфидами; 4 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 — аргиллизированные породы; 6 — сидеритовые жилы с арсенидами Ni, Co, Fe и самородным Bi; 7 — зоны ожелезнения и аргиллизации; 8 — сидеритовые жилы с серебро-сурьмяным оруденением; 9 — равномерно-зернистые граниты; 10 — порфировидные граниты.

участке, примыкающем к крутому изгибу Курайского разлома, на северном фланге Мунгунтайгинской зоны. Структура рудного поля блоково-складчатая, обусловленная перемещениями блоков интенсивно дислоцированных черносланцево-терригенно-карбонатных отложений среднего-верхнего девона по разрывным нарушениям субмеридионального и субширотного простирания. Осадочные отложения смяты в сжатые линейные изоклинальные и веерообразные складки близмеридионального простирания, их строение осложнено межпластовыми срывами и поперечными сколами. Девонские толщи прорваны биотитовыми и двуслюдяными гранитами, дайками гранит-порфиров и аплитов юстыдского комплекса. Контактный ореол (1,5—2 км) представлен преимущественно биотитовыми или амфиболовыми роговиками, реже встречаются мраморы и биотит-кордиеритовые сланцы. Карбонатные породы слабо скарнированы. Скарны и

грейзенизированные граниты иногда содержат вкрапленную и прожилково-вкрапленную редкометалльную (W-Mo-Be) или сульфидную (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит) минерализацию. Шеелит-молибденитовая минерализация локализована преимущественно в скарнах и околоскарновых породах, а пирит-пирротиновая отмечается еще и в грейзенах и роговиках [Рудные формации Тувы, 1981].

Пологие карбонатно-арсенидные жилы связаны с воронкообразной эшелонированной системой трещин отрыва, погружающихся к центральной корневой части рудного поля (рис. 9). Кроме того, отмечаются трубообразные жилы, приуроченные к зонам дробления на пересечении широтных и меридиональных разломов. Арсенидная минерализация в карбонатных жилах локализована в интервалах пересечения ими сульфидизированных скарнов или графитосодержащих роговиков, обогащенных сульфидами, и, как правило, не выходит за их пределы. Протяженность жил 50—150 м, мощность 0,1—3,5 м. Они выполнены сидеритом, кварцем, кальцитом, анкеритом, иногда содержат редкие барит и флюорит (см. рис. 4). Рудные минералы: арсениды — леллингит, саффлорит, скуттерудит, шмальтин-хлоантит, раммельсбергит; сульфоарсениды — арсенидопирит, глаукоцит, герсдорфит; сульфосоли — теннантит, энаргит; сульфиды — марказит, халькопирит, висмутин, пирит, сфалерит и др., нередко в значительных количествах отмечается самородный висмут, который образует крупные дендритовидные кристаллы среди арсенидов. В рудах отмечаются высокие содержания золота и серебра.

Кроме того, в пределах этого месторождения отмечаются сидерит-халькопирит-тетраэдритовые жилы, приуроченные к крутопадающей широтной системе разрывных нарушений. Они отчетливо пересекают сидерит-арсенидные жилы и принадлежат к самостоятельной субширотной Левобережной сереброносной зоне. Эти жилы сложены сидеритом и кварцем с гнездами, вкрапленностью и прожилками халькопирита, самородного висмута и других минералов.

П р а в о б е р е ж н о е р у д о п р о я в л е н и е, представленное несколькими жилами, располагается в правом борту р. Асхатиин-Гол против Асхатинингольского месторождения. Один из участков этого рудопроявления является прямым продолжением Асхатинингольского месторождения. Он приурочен к крутопадающему пласту мергелистых известняков, подвергшихся перекристаллизации, окварцеванию и местами скарнированию. Здесь отмечаются пологопадающие (15—35°) сидеритовые жилы субширотного простирания мощностью до 50—60 см. Жилы сильно окислены. Отмечаются редкие примазки малахита, реликты пирита и леллингита. В осыпях отмечаются обломки сидеритовых жил с крупными гнездами халькопирита и леллингита.

В пределах этого участка известны крутопадающие субширотного простирания жилы мощностью до 50 см. Они сложены в основном кварцем, анкеритом и сидеритом с переменным количеством сульфидов: халькопирита (преобладает), пирита, пирротина, тетраэдрита. Сложность внутреннего строения жилы обусловлена стадийностью ее

формирования. Продукты ранней стадии — анкерит в ассоциации с небольшим количеством сидерита и кварца — слагают основу жилы. Минералы поздней стадии — кварц, сидерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит — слагают полого- и крутопадающие прожилки мощностью до 10 см или цемент брекчий в участках дробления жилы. Из рудных минералов в слабоокисленных образцах преобладает халькопирит, в меньших количествах отмечаются другие сульфиды.

В этом участке известны многочисленные дайки лампрофиров, ориентированные параллельно простиранию жильных зон сидеритовой и сидерит-сульфидной минерализации, а также проявления свинцового оруденения, содержащего кроме галенита фрейбергит, пирит, халькопирит и другие минералы.

Средненарингольское проявление располагается на южном фланге Мунгунтайгинской сереброрудной зоны, в среднем течении р. Нарин-Гол. Оно представляет собой мощную, протяженную (до 6 км) зону дробления субмеридионального простирания. Вмещающие углистые алевролиты и песчаники $D_{2,3}$ интенсивно катаклазированы и гидротермально изменены. В пределах зоны отмечаются многочисленные жилы и прожилки сидеритового или кварц-сидеритового состава, содержащие гнезда, вкрапленность и прожилки сульфидов. Среди последних резко преобладают халькопирит и пирит, в меньших количествах присутствуют пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, марказит и тетраэдрит, висмутин, самородный висмут, ульманнит. Мощность зоны колеблется от 1—2 до 20 м. Как правило, в осевой части зоны устанавливаются одна или несколько крупных (до 0,5—1,5 м мощности) сидеритовых жил с сульфидами, вокруг которых располагается штокверк более мелких прожилков. Жилы крутопадающие, залегающие, как и вся зона дробления, субсогласно с вмещающими породами.

Кроме основной жильной зоны субмеридионального простирания известно несколько более мелких. Они обнажаются к западу от основной зоны в левом борту р. Нарин-Гол и по развалам сидеритовых жил фиксируются в правом ее борту. Они представляют собой крутопадающие маломощные сидеритовые жилы северо-восточного или северо-северо-восточного простирания. Средненарингольское проявление является типичным представителем халькопиритового минерального типа серебро-сурьмяной рудной формации.

Могенбуренская сереброносная зона, приуроченная непосредственно к зоне Курайско-Кобдинского разлома, протягивается в меридиональном направлении более чем на 50 км и минерализована в той или другой степени почти на всем своем протяжении. Рудоносными являются полого- и крутопадающие кварц-сидеритовые жилы и штокверки. Породы в зоне разлома гидротермально изменены (аргиллизированы) и насыщены жилами и прожилками кварц-сидеритового или кварц-сидерит-баритового состава. Здесь известны рудопроявления Серилигское, Могенбуренское, Аспайты, Сидеритовое на территории СССР и далее к югу на монгольской стороне проявления Моренное, Нижний Нарин-Гол, Талин-Гол, Ульхун-Кату и др.

В строении Могенбуренской сереборудной зоны принимают участие среднедевонские углистые терригенные отложения, которые по зоне Курайско-Кобдинского разлома контактируют с нижнепалеозойскими зеленосланцевыми толщами и верхнепротерозойскими (?) метаморфическими породами. Девонские отложения, прорванные гранитоидами юстыдского комплекса (Нарингольский массив), претерпели интенсивный контактовый метаморфизм, выразившийся в их ороговиковании, скарнировании и альбитизации.

Сидерит-сульфосольная минерализация приурочена в основном к девонским отложениям (участки Нарин-Гол, Аспайты, Талин-Гол и др.), хотя в непосредственной близости от Курайско-Кобдинского разлома она отмечается и среди кембрийских отложений (Могенбуренское проявление).

Серилитское Ag-сульфосольное рудопроявление расположено на северном фланге Могенбуренской сереброносной зоны. Участок сложен графито-кремнистыми сланцами нижнего кембрия и вулканогенно-осадочными породами саглинской свиты (D_2).

Рудное поле разбито крутопадающими тектоническими нарушениями северо-западного простирания на ряд узких (15—250 м) протяженных блоков, разделенных зонами брекчий. Широко развиты на участке интрузии гранитов юстыдского (C_3-P) и таннуольского комплексов (Є), дайки диабазов [Тюлькин, 1980].

На рудопроявлении выявлено гнездово-вкрапленное и прожилковое медно-серебро-висмутовое оруденение, приуроченные к гидротермально измененным аргиллизированным эффузивно-осадочным породам девона на контакте их со сланцами и кварцитами нижнего кембрия.

По данным В.Г. Тюлькина [1980], рудная зона прослежена на 1,3 км при ширине от первых метров до 20—30 м. Главные рудные минералы — теннантит и халькопирит, пирит, арсенопирит, самородный висмут, гематит. Жильные минералы — кварц, кальцит, анкерит, барит.

Могенбуренское рудопроявление локализовано в зоне Курайско-Кобдинского глубинного разлома, разделяющего в этом участке Монгунтайгинский выступ докембрия и Юстыдский прогиб. В пределах рудного поля широко развиты кремнисто-сланцевые образования нижнего кембрия, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Интрузивные породы представлены дайками и дайкообразными телами диоритов, диабазов, гранит-порфиров. Главной рудоконтролирующей структурой является субмеридиональная зона брекчирования и дробления пород, которые интенсивно гидротермально изменены. С ними ассоциирует пирит-пирротиновая минерализация [Тюлькин, 1980]. Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольное оруденение накладывается на дорудные метасоматиты и дайки диабазов и кварц-полевошпатových порфиров [Рудные формации Тувы, 1981].

Сульфоарсенидно-сульфосольная минерализация локализуется в ветвящейся системе кварц-карбонатных жил и имеет линзовидно-прожилковый характер. Рудные жилы приурочены к пологопада-

ющим трещинам скола преимущественно субширотного простираения. Главные рудные минералы — блеклая руда смешанного состава, леллингит, арсенопирит, халькопирит, кобальтин, сфалерит, висмут, скуттерудит, герсдорфит, нерудные — кварц, сидерит, барит и кальцит.

Наиболее поздняя рудная ассоциация на этом рудопроявлении представлена кварц-сидерит-тетраэдритовыми прожилками, секущими кварц-теннантитовые жилы. Она сходна с минеральными ассоциациями серебро-сурьмяных руд. Тетраэдрит в этих прожилках содержит серебро (1,7 %) и ртуть (около 1,0 %).

К югу от Могенбуренского в зоне Курайско-Кобдинского разлома известны еще проявления жильной сидеритовой минерализации с халькопиритом, пиритом, тетраэдритом, баритом. Здесь, как и на южном фланге Мунгунтайгинской сереброносной зоны, преобладает халькопиритовый минеральный тип руд.

Кроме описанных выше рудоносных зон в пределах Юстыдского рудного узла намечаются еще три сереброносные структуры, пока слабо изученные: Янтауская, Тургенская и Левобережная (см. рис. 3). Все они также широтного и северо-западного простираения.

Анализ пространственного размещения серебро-сурьмяного оруденения свидетельствует об определенной структурной связи выделенных сереброносных зон. Все они радиально направлены к одному участку Юстыдского рудного узла — Асхатиингольскому рудному полю, где намечается их сопряжение. От этого участка, как от некоторого центра, оруденение зонально размещается вдоль основных сереброносных зон, постепенно затухая с удалением на фланги рудоносных структур.

Главные сереброрудные объекты Юстыдского рудного узла приурочены к субширотной Асхатин-Озерной зоне. Сереброносность остальных рудных зон, отходящих к югу и северу от Асхатин-Озерной, резко падает, что связано с уменьшением количества или исчезновением сурьмяных сульфосолей и арсенидов в рудах. Характерно, что к этой зоне приурочено и большинство даек лампрофиров чуйского комплекса, с которым парагенетически связано эпитермальное оруденение этого района [Оболенский, Оболенская, 1982; Оболенский, 1985; Борисенко и др., 1984]. Свита таких дайковых тел ориентирована вдоль простираения Асхатин-Озерной зоны (см. рис. 6). Вероятно, последняя приурочена к зоне скрытого поперечного нарушения, сопряженного с Курайско-Кобдинским глубинным разломом. Это нарушение, по-видимому, является основной рудоподводящей структурой, а в пределах Асхатин-Озерной зоны — основной рудовмещающей.

На некотором удалении от основных сереброносных зон по периферии Юстыдского рудного узла отмечается ртутная и сурьмяная (антимонитовая) минерализация (см. рис. 3), представленная небольшими по масштабу проявлениями и шлиховыми ореолами киновари и антимонита.

Сурьмяные проявления представлены кварц-антимонитовыми, кварц-антимонит-карбонатными прожилками среди гидротермально

измененных песчаников и сланцев. Наиболее значимые проявления ртути (Джылкыдал, Кокури, Отсалар), относимые к барит-блеклорудному типу [Геология и генезис..., 1978], расположены в северо-восточной части рудного узла среди эффузивно-осадочных и красноватых терригенных отложений аксайской и кызылташской свит среднего девона. Оруденение приурочено к зонам дробления и гидротермального изменения (аргиллизации) пород и представлено кварцсидеритовыми жилами или жильными зонами, содержащими вкрапленность, гнезда (до 5 см) и прожилки рудных минералов. Главным рудным минералом является швацит, в меньших количествах присутствуют халькопирит, пирит, бравоит, арсенопирит, леллингит, марказит, галенит, борнит, аргентит. Жильные минералы представлены сидеритом (главный), а также кварцем, часто крупнокристаллическим (до 5 см), баритом, кальцитом, доломитом и диккитом [Там же]. Руды интенсивно окислены: сидерит замещен гидроокислами железа, швацит — вторичными минералами с обильной гипергенной порошковой киноварью.

По минеральному составу, последовательности формирования минеральных парагенезисов (см. рис. 4), геохимическим (присутствие Bi, Ag, Ni, Co) и даже текстурно-структурным особенностям сидерит-швацитовые жилы этих рудопоявлений весьма сходны с сидерит-тетраэдритовыми жилами месторождения Асхатин, которые также содержат ртуть, хотя и в меньших количествах (до $5 \cdot 10^{-2}$, %).

Таким образом, Юстыдский рудный узел представляет собой обширный ареал развития низкотемпературного гидротермального оруденения, в котором центральное положение занимают Ni-Co-арсенидное и Cu-Co оруденения (Асхатиингольское рудное поле), промежуточное — серебро-сурьмяное, локализующееся в протяженных сереброносных зонах, и крайнее положение занимает ртутное оруденение. Это свидетельствует о проявлении в этом рудном узле эндогенной зональности оруденения, отражающей как временную (стадийную), так и латеральную его изменчивость.

Толбонурский рудный узел

Толбонурский рудный узел расположен также в пределах Делюно-Юстыдского прогиба в 150 км к югу от Юстыдского рудного узла. С востока площадь рудного узла ограничена зоной Курайско-Кобдинского разлома, с запада — системой нарушений Толбонурского разлома, являющихся главными рудоконтролирующими структурами Толбонурского рудного узла. Рудовмещающими структурами являются оперяющие нарушения и системы сколовых трещин субширотного простирания.

На площади Толбонурского рудного узла также развиты преимущественно углистые терригенные отложения среднего и верхнего девона, прорванные гранитоидными интрузиями юстыдского комплекса. Последние сопровождаются обширными ореолами контактово-метаморфизованных пород, представленных роговиками и скарноидами. В бортах Делюно-Юстыдского прогиба обнажаются зеле-

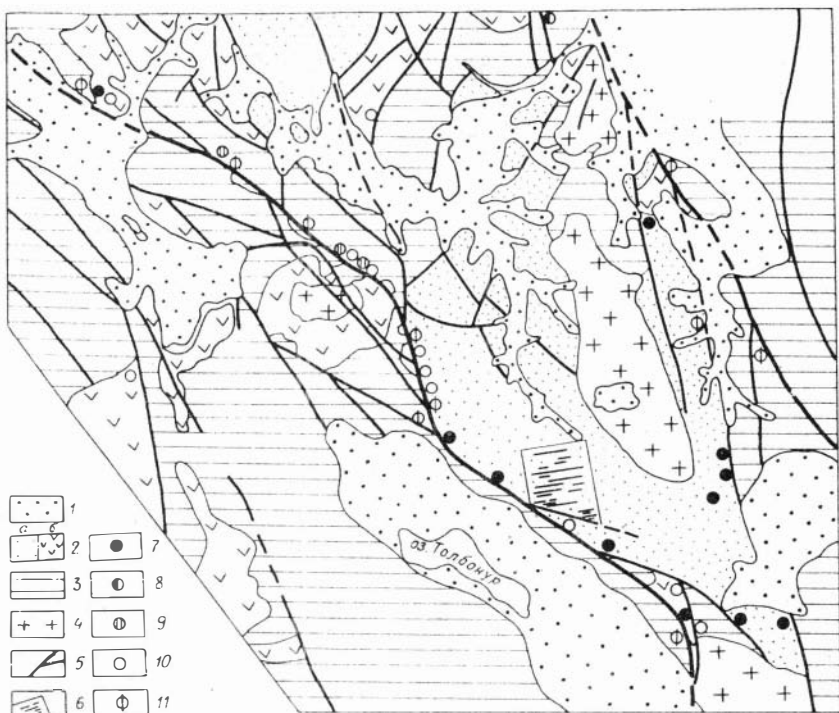


Рис. 10. Схема геологического строения и размещения серебро-сурьмяного оруденения Толбонурского рудного узла.

1 — четвертичные отложения; 2 — углистые терригенные отложения среднего-верхнего девона (а) и эффузивно-осадочные образования нижнего-среднего девона (б); 3 — нижнепалеозойские образования; 4 — гранитоиды юстидского комплекса; 5 — разломы; 6 — жильные зоны Толбонурского месторождения; 7 — 10 — рудопрооявления: 7 — серебро-сурьмяные, 8 — медно-кобальтовые серебросодержащие, 9 — швацитовые, 10 — жильные баритовые; 11 — шлиховые ореолы кизовари.

носланцевые отложения кембро-ордовика, пестроцветные терригенные отложения силура. В виде узких клиньев в зоне Толбонурского разлома отмечаются выходы эффузивно-осадочной толщи нижнего девона и офиолиты нижнего кембрия (рис. 10).

В пределах Толбонурского рудного узла известны проявления разнотипной и разновозрастной рудной минерализации: кварц-вольфрамитовой, медной (медистые песчаники, кварц-халькопиритовые жилы), золоторудной, "колчеданной", жильной баритовой и серебро-сурьмяной. Наиболее распространены проявления "колчеданной" и серебро-сурьмяной минерализации. "Колчеданная" минерализация Толбонурского рудного узла представлена зонами тонкой послойной вкрапленности, а также конкрециями, жилами и прожилками пирита, марказита, халькопирита и пирротина среди углистых алевролитов и песчаников девонского возраста. Такие зоны сульфидизированных пород развиты в основном в юго-западной части рудного узла. Наиболее крупная из них прослежена в виде полосы шириной 1—2 км на протяжении более 25 км по левобережью р. Хатугин-Гол (см. рис. 10). Строение этой зоны неоднородное. В се

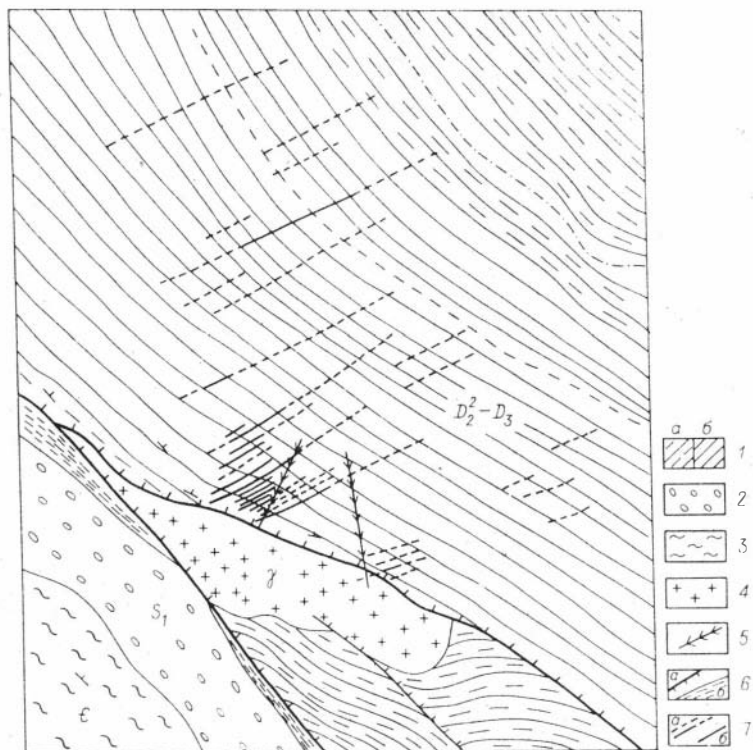


Рис. 11. Схема геологического строения и размещения серебро-сурьмяных жил Толбонурского рудного поля.

1 — верхне-среднедевонские углистые сланцы (а), песчаники и алевролиты (б); 2 — силурийские терригенные отложения; 3 — кембрийские зеленосланцевые породы; 4 — граниты юстыдского комплекса; 5 — пост-гранитные дайки габбро-диабазов; 6 — надвиги (а) и зоны расщепления пород (б); 7 — сидеритовые жилы и жильные зоны (а — безрудные, б — с серебро-сурьмяным оруденением).

контурах выделяются прослои, обогащенные пиритом и пирротином, секущие жилы кварц-биотит-пирротинового состава, а также слои песчаников, обогащенных вкрапленностью халькопирита. Одна из таких пачек медистых песчаников мощностью от 1—2 до 6—7 м и прослежена на протяжении 12 км. Характерно, что широко распространенные среди ороговикованных углистых отложений D_2-D_3 кварц-биотит-хлоритовые жилы в зонах сульфидизации (пирит, марказит) обогащены пирротином, а в медистых песчаниках — халькопиритом.

Серебро-сульфосольная минерализация Толбонурского рудного узла представлена семью проявлениями, наиболее крупными из которых являются Толбонурское и Шарабургское.

Месторождение Толбонур приурочено к западному борту Делюно-Юстыдского прогиба, выполненного песчано-сланцевыми отложениями среднего и верхнего девона. С запада рудное поле месторождения ограничено зоной Толбонурского разлома, отделяющего черносланцевые девонские толщи от нижнепалеозойских отложений (рис. 11). Зона Толбонурского разлома имеет довольно

Минералы серебро-сурьмяного оруденения Толбонурского рудного узла

Рудные	Перудные	Гипергенные
<i>Главные</i>		
Тетраэдрит Арсенопирит Леллингит	Сидерит Кварц	Гидроокислы Fe Малахит
<i>Второстепенные</i>		
Бурнонит Галенит Сфалерит Пирит Халькопирит Герсдорфит Гематит Марказит Пирротин	Барит Анкерит Кальцит Хлорит Серицит Диккит	Гидроокислы Mn Азурит Борнит Ковеллин Дигенит Халькозин Скородит Англезит Перуссит Ярозит

сложное чешуйчатое строение. Здесь в виде тектонических клиньев обнажаются офиолиты венда — нижнего кембрия, интенсивно милонитизированные и гидротермально измененные. К зоне этого разлома приурочен штокообразный массив гранитоидов юстыдского (?) комплекса. С вмещающими породами он имеет в основном тектонические контакты, и только в южной части массива отмечается активное его воздействие на черносланцевые девонские отложения. Последние по зоне разлома, оперяющего Толбонурский разлом, надвинуты на граниты и силурийские пестроцветные конгломераты.

Само рудное поле Толбонурского месторождения сложено ороговикованными черносланцевыми отложениями (D_{2-3}), представленными средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и реже аргиллитами, обогащенными углистым веществом и сульфидами. Выделяются слои, обогащенные сульфидным веществом, представленным тонкой вкрапленностью пирита и пирротина, образующих иногда совместно с кварцем жилки. В пределах рудного поля отмечаются дайки диабазов и габбро-диабазов, которые в экзоконтактовой зоне гранитоидного массива ороговикованы и замещены агрегатом биотита и актинолита.

На месторождении выявлено около 30 сидеритовых и сидерит-сульфосольных жил и жильных зон, выполняющих крутопадающие трещины отрыва (см. рис. 11). Они образуют вытянутую в северо-северо-западном направлении полосу, постепенно удаляющуюся к северу от Толбонурского разлома. Простираение большинства жил $65-75^\circ$, мощностью до 1,5 м, протяженность до 2—3 км. Некоторые жильные зоны в эрозионном срезе удалось проследить на 950 м по вертикали. Жилы сопровождаются обычно маломощным ореолом

Стадия минерал	Кварц- сидеритовая	Леллингит- арсенопи- ритовая	Тетра- эдрито- вая	Галенит- сфалеритовая
Кварц	■	■	■	■
Сидерит	■	■	■	
Барит	■			
Анкерит		■	■	■
Кальцит		■		
Серицит		■		
Леллингит		■		
Арсенопирит		■		■
Пирит		■	■	
Тетраэдрит			■	■
Халькопирит				■
Бурнонит				■
Сфалерит				■
Галенит				■

Рис. 12. Последовательность минералообразования на серебро-сурьмяных месторождениях Толбонурского рудного узла.

гидротермального изменения пород, которые выражаются в их деуглефикации, аргиллизации и окварцевании. Однако такие изменения более или менее отчетливо проявлены в пределах тех интервалов сидеритовых жил, где в них отмечаются сульфиды.

Из 30 выявленных на месторождении жильных зон сульфосольное оруденение установлено лишь в половине. Причем наиболее интересны жильные зоны 5, 9, 10, 14, 19 и 24, где сульфосоли представлены в наибольших количествах.

Главными рудными минералами являются тетраэдрит, бурнонит, галенит, арсенопирит, леллингит, герсдорфит, пирит, сфалерит, халькопирит, нерудными — сидерит, резко преобладающий, кварц, анкерит, кальцит, барит (табл. 3, рис. 12). В рудах этого месторождения, в отличие от проявлений Юстыдского рудного узла, минералы висмута развиты, вероятно, не столь широко, гораздо больше кварца, образующего иногда хорошо ограненные кристаллы до 5 см, местами больше барита, арсенопирита и леллингита. Главными компонентами руд являются Ag, Cu, Sb, Pb. Содержания висмута незначительны, руды — до $5 \cdot 10^{-2} \%$.

В размещении оруденения намечается зональность. В жилах, располагающихся вблизи зоны Толбонурского разлома, в значительных количествах содержатся арсенопирит и леллингит, образующие иногда в сидерите линзы и гнезда до 5—10 см. Тетраэдрита в таких жилах немного. К северу и на восточных флангах в сидеритовых жилах появляется больше тетраэдрита, галенита и бурнонита, а в наиболее удаленных участках рудного поля жилы безрудны или содержат незначительное количество халькопирита и пирита. Следует отметить, что такой характер распределения рудных минералов в сидеритовых жилах может быть связан с проявлением вертикальной зональности. Так, арсенопирит с леллингитом в наибольших количествах отмечаются на нижних горизонтах рудных жил (абс. отм. 2700 м), тетраэдрит, галенит и бурнонит установлены в интервале

высот 2700—3100 м; барит присутствует в жилах на отметках выше 2900—3000 м.

На месторождении преобладают три минеральных типа руд: тетраэдритовый, галенит-тетраэдритовый и арсенопирит-тетраэдритовый.

Шарабурегское рудопроявление приурочено к восточному борту Делюно-Юстыдского прогиба, ограниченному с востока зоной Курайско-Кобдинского глубинного разлома. Оно расположено в экзоконтактной зоне массива порфировидных гранитоидов юстыдского комплекса, прорывающих песчано-сланцевую толщу верхнего девона. В плане гранитоидный массив имеет уплощенную форму и вытянут параллельно зоне Курайско-Кобдинского разлома. Вмещающие породы в экзоконтакте массива интенсивно ороговикованы, отдельные горизонты известковистых алевролитов и известняков превращены в известковистые скарны и скарноиды. Породы "черносланцевой" толщи девона в пределах месторождения имеют западное падение под углом 50—70°. В них отмечаются согласные с залеганием пород и реже секущие зоны сульфидизации, представленные тонкой вкрапленностью и прожилками пирита, пирротина и марказита. К северу от месторождения отмечаются дайки габбро-диабазов.

Рудоносные кварц-сидерит-сульфосольные жилы выявлены в полосе экзоконтакта шириной около 300 м на протяжении более 2 км. Жилы ориентированы в субширотном направлении (аз. прост. 70—85°) и имеют как субвертикальное, так и пологое северо-западное (угол пад. 10—30°) падение. Они сопровождаются зонами обеления (деуглефикации), околожилными аргиллизированными породами. Наиболее богатое оруденение отмечается в участках пересечения кварц-сидеритовыми жилами зон сульфидизированных углистых алевролитов и алевропесчаников. Восточные фланги сидерит-сульфосольных жил прослеживаются в виде сети тонких безрудных прожилков в гранитоидном массиве, где они быстро выклиниваются. Западные фланги рудных жил перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений.

В контурах рудного поля этого рудопроявления выявлено около 10 сидеритовых жил и жильных зон, в пяти из которых выявлена сульфосольная минерализация, представленная в основном тетраэдритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, вторичными минералами. Главный рудный минерал — тетраэдрит, образующий вкрапленность и гнезда (до 10 см) в сидерите. В северной части рудопроявления (уч. Бурегский) преобладают сидерит-анкеритовые и анкерит-кальцитовые жилы, содержащие вкрапленность галенита. В сидерит-тетраэдритовых рудах Шарабурегского проявления кроме главных компонентов Ag, Bi, Cu, Sb, Pb установлены повышенные содержания ртути (до 0,01 %) и золото.

В пределах Толбонурского рудного узла кроме описанных выше участков установлено еще несколько проявлений жильной сидеритовой минерализации, содержащей сульфиды меди и тетраэдрит. Большинство их тяготеет к зоне Толбонурского разлома.

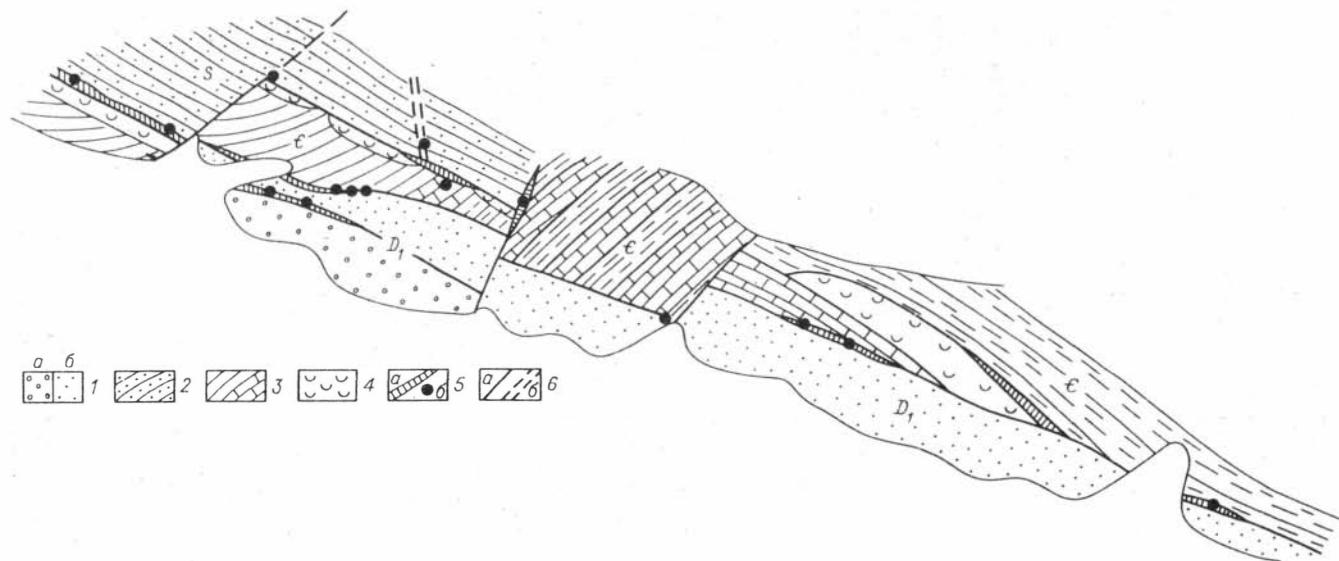


Рис. 13. Размещение барит-блеклорудного (швацитового) оруденения Сагсайского месторождения (Монголия).

1 — конгломераты (а) и песчаники нижнего девона (б); 2 — пестроцветные песчаники силура; 3 — терригенно-карбонатные отложения кембрия; 4 — серпентиниты; 5 — листвиниты (а) и проявления барит-блеклорудного оруденения (б); 6 — разломы (а) и зоны дробления (б).

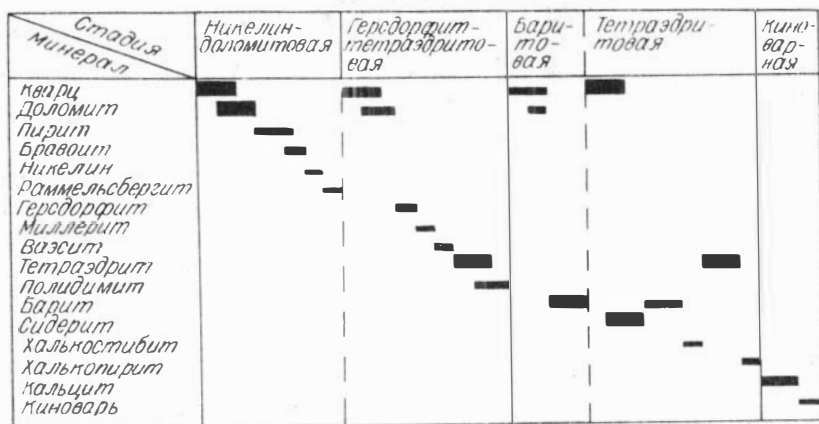


Рис. 14. Последовательность минералообразования Сагсайского месторождения (Монголия).

К северо-западу вдоль этого разлома наблюдается переход серебро-сурьмяного оруденения Толбонурского узла в ртутное, сначала барит-блеклорудного, а затем кварц-диксит-киноварного типа. Переходным в этом ряду является $C a g c a i s k o e$ барит-блеклорудное проявление. Оно локализовано в зоне сложного чешуйчатого надвига, являющегося одним из составляющих Толбонурского глубинного разлома. По зоне надвига ($40-60^\circ$) породы нижнего палеозоя, представленные известняками и сланцами кембрия и пестроцветными отложениями силура, надвинуты на терригенно-карбонатные и эффузивно-осадочные отложения нижнего девона (рис. 13). Надвиг осложнен серией поперечных нарушений северо-восточного простирания, вдоль которых отмечаются значительные горизонтальные смещения. В зоне надвига и в поперечных разломах широко развиты протяженные линзовидные тела серпентинитов и развивающихся по ним лиственитов.

Ртутное оруденение в зоне надвига прослежено более чем на 7 км, отличается большим разнообразием структурно-морфологических типов. Центральное положение этой протяженной ртутнорудной зоны приурочено к блоку девонских конгломератов и песчаников. Породы в этом участке наиболее глубоко изменены: конгломераты и песчаники аргиллизированы и окварцованы, местами превращены в кварциты, серпентиниты, листвениты. Гидротермально измененные породы повсеместно насыщены прожилками кварц-сидеритового, кварц-сидерит-баритового и сидерит-баритового состава. В нескольких локальных зонах дробления в составе таких жильных зон отмечается ртутное оруденение, представленное ртутьсодержащей блеклой рудой смешанного состава, пиритом, халькопиритом, халькостибитом, с которыми в лиственитах ассоциируют минералы никеля и кобальта — пирит, бравойт, ваэсит, полидимит, миллерит, герсдорфит, никелин, раммельсбергит (рис. 14). Повсеместно отмечаются повышенные содержания золота. Преобладает блеклая руда,

образующая тонкие прожилки в породе или вкрапленность и гнезда (до 4—5 см) среди сидерит-баритовых и баритовых жил. Она интенсивно окислена с поверхности и замещена агрегатом гидроокислов железа, малахитом, азуриком и порошковатой гипергенной киноварью. Содержание ртути в блеклой руде колеблется от 1,2 до 21 %, серебра — достигает 1,1 %. Очень редко отмечаются тонкие прожилки гипогенной киновари.

К северо-западу и юго-востоку от центрального участка Сагсайской зоны интенсивность оруденения постепенно падает, уменьшаются мощность зоны гидротермального изменения пород и глубина их проработки, снижается содержание ртути в блеклой руде от 15—21 до 1,2 %. На крайнем юго-восточном фланге рудной зоны отмечаются лишь зоны слабой аргиллизации пород с рассеянной медной (халькопирит, борнит) и жильной баритовой минерализацией.

В зависимости от состава вмещающих пород, состава жильного выполнения и структурных особенностей рудовмещающих зон выделяются следующие типы руд.

1. Жильные и штокерковые зоны среди окварцованных конгломератов (участки 8, 10).

2. Прожилково-вкрапленные руды в лиственитах (участки 1, 2, 3, 7, 8-а, 9). Они представлены сетью тонких прожилков блеклорудного, доломит-блеклорудного состава в лиственитах гидрослюдистой фации. В этих же породах отмечаются более ранние доломитовые прожилки с минералами никеля и кобальта.

3. Баритовые жилы с блеклой рудой (уч. 6). Жилы мощностью до 0,5 м сложены в основном баритом с незначительным количеством сидерита, кварца и гнездами (до 5 см) блеклой руды.

4. Кварц-сульфидные жилы (участки 5, 5-а). Среди аргиллизированных песчаников залегают крутопадающие кварцевые жилы (до 40 см мощностью) с многочисленными кристаллами пирита пентагондодекаэдрического габитуса и редкой вкрапленностью блеклой руды и халькопирита.

5. Прожилково-вкрапленные зоны в известняках (участки 3, 3-а, 4). Среди гидротермально измененных известняков (анкеритизация, окварцевание) развиты жилы и прожилки кальцита, барита, анкерита и кварца с пиритом и блеклой рудой.

Это проявление, как и уч. Джылкыдал в Юстыдском рудном узле, относится нами к швацитовому типу серебро-сурьмяной формации, переходному к ртутной. На это указывают присутствие в рудах серебра и висмута, преимущественно сидерит-барит-сульфосольный состав, переходное положение в ряду зональности и т.д. В то же время ртутьсодержащий характер руд является основанием для отнесения их к барит-блеклорудному минеральному типу ртутной формации [Геология и генезис..., 1978].

Кроме проявлений Сагсайской зоны по периферии Толбонурского рудного узла отмечается еще несколько участков с признаками ртутной минерализации в виде шлиховых ореолов киновари или геохимических ореолов ртути в гидротермально измененных породах (см. рис. 10). Это указывает на существование здесь, как и в

Юстыдском рудном узле, приуроченности ртутного оруденения к периферии ареала развития серебро-сурьмяного. При этом проявления ртути более тесно связаны с зонами глубинных или крупных региональных разломов, локализуясь в них в виде протяженных линейных ртутнорудных зон.

ТАЛАССКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

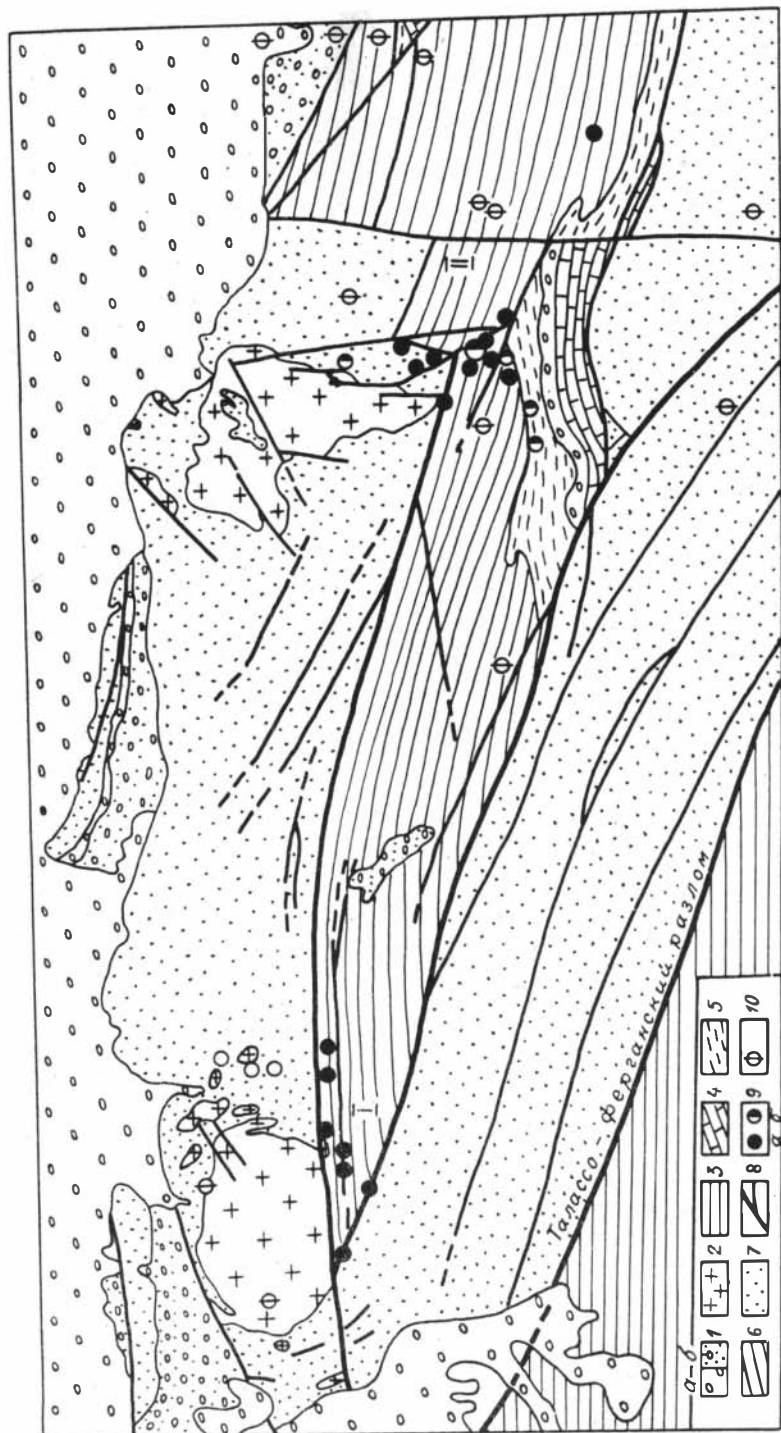
Таласский хребет является одним из районов древнего серебряного промысла [Бубнова, 1963; Коледа, 1974]. Здесь известны многочисленные серебряные и серебросодержащие месторождения и рудопрооявления, относимые к различным формационным типам: серебро-сурьмяному, серебро-свинцовому, серебросодержащим свинцово-цинковому, сульфидно-касситеритовому и др.

Этот рудный район располагается в восточной части Каратау-Таласской структурно-формационной зоны Северо-Тяньшаньской складчатой области. Эта зона, ограниченная Ичкелетауским и Талассо-Ферганским разломами, представляет собой вытянутый в юго-восточном направлении блок докембрия. Он сложен терригенно-карбонатными породами рифея и венда и в меньшей мере — нижнего палеозоя (рис. 15).

В основании разреза района лежит карбостромо-доломитовая формация, относимая к бакаирской свите среднего рифея. Нарращивают разрез аспидная и кремнисто-доломитовая формации, соответствующие карабуриной свите (R_2). Мощность отложений среднего рифея 2000—2200 м. Разрез среднего рифея завершается флишеидными отложениями узунхматской свиты. Породы вышеназванных свит слагают клиновидный тектонический блок, примыкающий к Талассо-Ферганскому разлому.

В предгорьях Таласского хребта обнажаются верхнерифейские породы флишевой формации (тагыртауская свита) мощностью 1100 м. Лежащие выше терригенно-карбонатные породы (R_3) расчленены на две свиты — сарыджойскую и чаткарагайскую — и относятся к нижней молассе. В разрезе первой из свит преобладают песчаники, алевропесчаники и глинистые сланцы, сменяющиеся по латерали глинистыми и карбонатными сланцами, переслаивающимися с глинистыми известняками. В разрезе чаткарагайской свиты латеральная изменчивость проявилась четче. В восточной половине района разрез сложен строматолитовыми доломитами и доломитовыми известняками, образующими биогермы и биостромы. В западном направлении в разрезе преобладают алевролиты с подчиненными пелитоморфными известняками и песчаниками. В бассейне р. Кумыштаг разрез преимущественно карбонатный. Западнее в разрезе преобладают глинисто-карбонатные сланцы с известняками и редкими прослоями песчаников и алевролитов.

По резкому контакту, иногда с размывом или постепенным переходом через переслаивание, нижняя моласса сменяется верхней карбонатно-терригенной молассой в объеме кызылбельской свиты.



Разрез сложен пестроцветными алевролитами, песчаниками с редкими горизонтами гравелитов, конгломератов и известняков. Мощность свиты 250—300 м. Свита с крупным размывом и несогласием перекрывается различными толщами вендского комплекса. Он представлен углеродистой кремнисто-карбостромовой и терригенно-пирокластической (чичканская и курганская свиты) и тиллоидно-терригенной формациями. Мощность отложений венда около 1500 м.

Залегающая выше, также с размывом и угловым несогласием, известняково-доломитовая формация соответствует бешташской свите ($\text{Є}—\text{O}_2$). Мощность свиты 2000 м. В останце площадью менее 1 км² сохранились красноцветные терригенные породы нижнего девона — карбона.

Для верхнепротерозойских толщ характерны внутриформационные перерывы, изменчивость мощности и состава свит, особенно по латерали. В их составе широко развиты породы, обогащенные углистым веществом (сланцы, алевролиты, доломиты), с вкрапленностью сульфидов, образующих иногда сульфидно-карбонатные конкреции или тонкую послойную вкрапленность сульфидов меди (медистые песчаники). По данным О.Д. Кабаева [1987, 1989], верхнерифейские молассовые формации имеют повышенные содержания Ag, Pb, Cu, Zn. Причем сероцветные карбонатно-терригенные отложения сарыджойской свиты специализированы на серебро, содержание которого колеблется от 0,3 до 7,0 г/т (песчаники — 0,43 г/т; алевролиты — 2,19 г/т; сланцы — 0,39 г/т). В горизонтах, обогащенных сульфидами, его концентрация повышается в десятки раз. Углеродистым терригенно-карбонатным отложениям чаткарагайской свиты свойственны высокие содержания свинца и цинка, которые коррелируются с количеством органического углерода и доломитовой составляющей. Пестроцветные карбонатно-терригенные толщи кызылбельской свиты отчетливо специализированы на медь или на медь и серебро. По разрезу верхнего рифея О.Д. Кабасевым выделено несколько рудоносных горизонтов, отличающихся высокими содержаниями рудных элементов, а также показана приуроченность пород с аномальными концентрациями Ag, Pb, Cu и Zn к определенным конседиментационным структурам.

Магматизм Таласского рудного района представлен разновозрастными интрузиями гранитоидов, щелочных и основных пород [Конюк, 1956; Конюк, Нургазиев, 1967; Додонова, 1967, 1972; Коледа, 1983, 1990; и др.]. В западной части района располагается Бабаханский массив плагиогранитов вендского возраста, а в 50 км к востоку — Кумыштагский массив лейкократовых и аляскитовых нижнепалеозойских гранитов (см. рис. 15). Они сопровождаются обширными ореолами контактового метаморфизма, в пределах которых вмеща-

Рис. 15. Геологическое строение и размещение серебро-сурьмяного оруденения восточной части Таласского рудного района.

1 — четвертичные (а) и палеогеновые (б) отложения; 2 — граниты палеозойского возраста; 3 — герциниды Чаткало-Курамин кой зоны; 4 — доломиты, известняки бешташской свиты ($\text{Є}—\text{O}$); 5 — алевролиты, песчаники, сланцы, гравелиты кызылбельской свиты (R_2); 6 — известняки и, песчаники и, сланцы чаткарагайской свиты (R_3); 7 — терригенно-карбонатные отложения нижнего-среднего рифея; 8 — разломы; 9 — проявления мышьякового (арсенопиритового) (а) и серебро-сурьмяного (б) оруденений; 10 — шлихи с инварию.

ющие породы интенсивно ороговикованы и скарнированы. В гранитах отмечаются зоны грейзенизации с редкометалльной минерализацией (Кумыштагский массив).

В юго-восточной части района развиты щелочные породы, объединяемые в курганский комплекс пермского возраста. Они слагают небольшие штоки, нейки, дайки, сопровождаются полями эруптивных брекчий и представлены сиенитами, трахитами, трахиандезитами и бостонитами. Возможно, породы этого комплекса одновозрастны с познепалеозойскими щелочными основными породами северо-западных отрогов Таласского хребта [Магматические горные породы, 1984]. Кроме того, в Таласском рудном районе, особенно в его восточной части, развиты щелочные габброиды и базальтоиды мезо-кайнозойского возраста, условно объединяемые А.Я. Коледой [1990] в таласский комплекс. Пестрота их состава и разнообразие породных групп позволяют предполагать их полихронность и принадлежность к разным магматическим комплексам.

Основной структурой района является байкальский синклинирий, шарнир которого погружается к юго-востоку. Крылья синклинория осложнены сжатыми изоклинальными складками, к сводовой части крупной веерообразной складки приурочена Кумыштагская гранитоидная интрузия. Складчатая структура осложнена сбросами и надвигами субсогласного простираения и южного падения. Крупнейшим из таких нарушений является Бабахан-Кумыштаг-Курганский надвиг с плоскостью падения $45-80^\circ$ к югу. Породы каледонского структурного яруса сохранились в Таласском и Бешташском синклинориях. В современной структуре породы этого яруса маркируют внешнюю часть купольной структуры диаметром 60 км, южная часть которой срезана вышеназванным надвигом и уничтожена эрозией. Из разрывных нарушений преобладают крутопадающие к юго-западу взбросы и субмеридиональные поперечные разрывы. По одному из них — меридиональному Терекскому сдвигу — известняки Бешташского синклинория смещены на 15 км.

В Таласском рудном районе проявлены различные типы гидротермального оруденения, относящегося к разным рудным комплексам. Наибольший интерес представляют серебро-сурьмяное, мышьяковое (арсенипирит), серебросодержащее полиметаллическое и сульфидно-касситеритовое оруденения. Максимально насыщена ими зона шириной около 5 км, приуроченная к Бабахан-Кумыштаг-Узунахматской системе разломов. В этой зоне максимальная плотность разрывных нарушений и дайковых образований. Подавляющее большинство проявлений и месторождений этого района локализуется в рифейских отложениях (в основном сарыджойской, чаткарагайской и кызылбельской свит) и частично кембро-ордовикских толщах.

Распределение оруденения в выделенной рудоносной зоне носит явно выраженный узловый характер. Обособляются три наиболее значимых рудных узла: Бабаханский, Кумыштагский и Курганский, приуроченных к одноименным гранитоидным массивам и интрузиям курганского комплекса. Оруденение локализовано вдоль их южных и юго-восточных экзоконтактов, что объясняется деформацией пород

в этой части интрузивов, служивших жесткими упорами при левосторонних перемещениях по Талассо-Ферганскому сдвигу. Выделенные рудные узлы существенно отличаются по набору развитых в их пределах типов оруденения.

В Бабаханском узле свинцово-цинковое и собственно серебряное оруденения локализируются вблизи южного и юго-восточного контактов Бабаханского гранитоидного массива и размещаются в субширотной полосе длиной около 12 км и шириной около 3 км, совпадающей с Джолсай-Учимчекским сбросом, который разделяет отложения чаткарагайской и сарыджойской свит. Месторождения Джолсай, Бабахан, Куру-Бакаир, Шток, Карагат расположены в 1 км от контакта массива и контролируются мелкими штоками и крупными дайками плагиигранитов и плагиигранит-порфиров, полукольцом окружающих массив с юго-востока и востока. Рудовмещающими являются песчаники, сланцы, гравелиты и известняки сарыджойской свиты. По морфологии преобладают жилы и секущие линзо- и жилообразные тела мощностью от 0,1 до 1,5 м и более. Они выполнены мanganсидеритом, кальцитом, баритом и кварцем, содержащим вкрапленность и прожилки рудных минералов. С поверхности рудные жилы отработаны в древности и поэтому хорошо распознаются по цепочкам древних выработок. В их отвалах находятся обломки сильно окисленных железистых карбонатов с баритом, вторичными минералами меди. В незначительных количествах отмечаются реликты тетраэдрита, халькопирита, галенита и пирита. Руды отличаются высоким содержанием серебра, свинца, а также висмута, сурьмы и мышьяка. Вмещающие породы интенсивно гидротермально изменены и превращены в кварц-серицитовые или кварц-гидрослюдистые метасоматиты с обильными прожилками и вкрапленностью железистых карбонатов и пирита.

Кумыштагский рудный узел

Этот рудный узел расположен в центральной части Таласского рудного района в бассейне р. Кумыштаг (Серебряная гора) и приурочен к одноименному гранитоидному массиву. С этим массивом пространственно ассоциируют разнотипные оруденения: редкометалльное, мышьяковое (арсенопиритовое), серебро-сурьмяное, полиметаллическое, флюоритовое. В свое время этот рудный узел был даже описан как классический пример зонального размещения оруденения вокруг гранитоидного массива [Смирнов, 1969]. В направлении погружения кровли массива выделялось семь последовательно сменяющихся зон с достаточно контрастными границами:

- 1) приконтактных скарнов с флюоритом, шеелитом, молибденитом, висмутином, арсенопиритом;
- 2) мелких пегматитовых жил;
- 3) мелких пирротиновых жил с арсенопиритом и халькопиритом;
- 4) арсенопиритовых рудопроявлений;
- 5) полиметаллических рудопроявлений;
- 6) кварц-карбонатных жил с халькопиритом и галенитом;
- 7) безрудных кварцевых прожилков.

Впоследствии, однако, было установлено, что весь спектр гидротермального оруденения разделяется по крайней мере на два рудных комплекса: ранний, связанный с гранитоидами (редкометалльное, грейзеновое, скарновое, пегматитовое и, вероятно, кварцево-жильное с медной и полиметаллической минерализацией), и более молодой (мышьяковое, серебро-сурьмяное, серебро-свинцовое, флюоритовое), предположительно связанный с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма [Коледа, 1974, 1990]. Последнее развито в основном к юго-востоку от гранитного массива, где приурочено к зоне разрывных нарушений северо-западного простирания (Учимчекский и другие разломы) протяженностью около 15 км и шириной более 5 км. С этой рудоносной зоной связано подавляющее большинство проявлений серебро-сурьмяной и мышьяковой минерализации. Западный фланг рудной зоны теряется в эндоконтакте Кумыштагского массива, восточный — срезается субмеридиональным разломом.

Вмещающие породы представлены терригенно-карбонатными отложениями чаткарагайской и реже кызылбельской свит, подвергшихся контактовому метаморфизму, выразившемуся в ороговиковании и скарнировании.

По геофизическим данным устанавливается пологое погружение гранитной интрузии к югу и прослеживается далее на глубине до Талассо-Ферганского разлома к юго-востоку и востоку. Ширина нескрытой эрозией восточной части интрузии меняется от 3 до 5 км и увеличивается до 9 км в юго-восточном направлении. Эта экзоконтактовая полоса максимально насыщена проявлениями полезных ископаемых, в основном жилами и телами Fe-Mn карбонатов в большинстве случаев с серебро-сурьмяной и полиметаллической минерализацией.

Анализ пространственного распределения оруденения в пределах Кумыштагского рудного узла показывает, что центральное положение в нем занимает мышьяковая (арсенопиритовая) минерализация (месторождение Учимчек), вокруг которой локализуются проявления серебро-сурьмяного оруденения (Кумыштаг, Кыштоо, Кепташ, Тюктью-Арча и др.). Этот участок (район горы Учимчек) сложен породами чаткарагайской свиты, образующими Учимчекскую антиклиналь. Она осложнена серией субширотных разрывов, основным и рудоконтролирующим из которых является Главный надвиг.

Широтным сбросом, смещающим надвиг, и пластами известняков контролируются основные рудные тела и зоны рассеянной минерализации. Линзо- и пластообразные залежи с промышленным оруденением прослеживаются на 50—60 м, максимально до 180 м. Они разведаны в полосе длиной 1 км, шириной 0,1 км. Кроме того, часть участков с мышьяковой минерализацией встречается и на некотором удалении (участки Бассат, Конуртобе, Кумыштаг и др.).

Рудные тела представлены жилами, метасоматическими залежами, зонами прожилковой или вкрапленной минерализации в окварцованных известняках или березитизированных роговиках. Главным рудным минералом является арсенопирит, ассоциирующий с леллингитом, пиритом и халькопиритом. В меньших количествах

Минералы серебро-сурьмяных проявлений Кумыштагского рудного узла

Рудные	Нерудные	Гипергенные
<i>Главные</i>		
Джемсонит Халькопирит Тетраэдрит Арсенопирит	Сидерит Кварц Кальцит	Гидроокислы Fe Гидроокислы Mn Малахит Азурит
<i>Второстепенные</i>		
Пирит Леллингит Сфалерит Галенит Пирротин Гудмундит Бурнонит Висмутин	Анкерит Флюорит Барит Серицит	Скородит Ковеллин Халькозин Серебро самородное Акантит Ярозит Гипс Куприт Англезит Церуссит
<i>Редкие</i>		
Bi самородный Антимонит Буланжерит Bi-андорит Sb-густавит Робинсонит Cu-Pb сульфосоли (?) Цинкениит Плагионит Гетероморфит Прустит Пираргирит	Хлорит Турмалин Цеолит	Стибиоконит Кермезит

отмечаются пирротин, галенит, сфалерит, вольфрамит, шеелит, касситерит, станнин, магнетит, висмутин, висмут самородный, а также комплекс более поздних сульфосолой и сульфидов: тетраэдрит, джемсонит, буланжерит, виттихенит, бурнонит, антимонит и др. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, флюоритом, турмалином, серицитом и более поздними железистыми карбонатами. В рудах кроме мышьяка отмечаются повышенные содержания селена, теллура, висмута, олова. В определенной мере это оруденение можно назвать “оловоносным”.

Отчетливо выделяется два этапа минерализации: арсенопирит-леллингитовый и сидерит-сульфосольный. Минеральные парагенезисы второго этапа приурочены к своей обособленной системе разрывных нарушений и слагают мощные (до 1,5 м и больше) сидеритовые жилы с сурьмяными сульфосолями Pb, Cu, Ag. Кроме Учмичек-

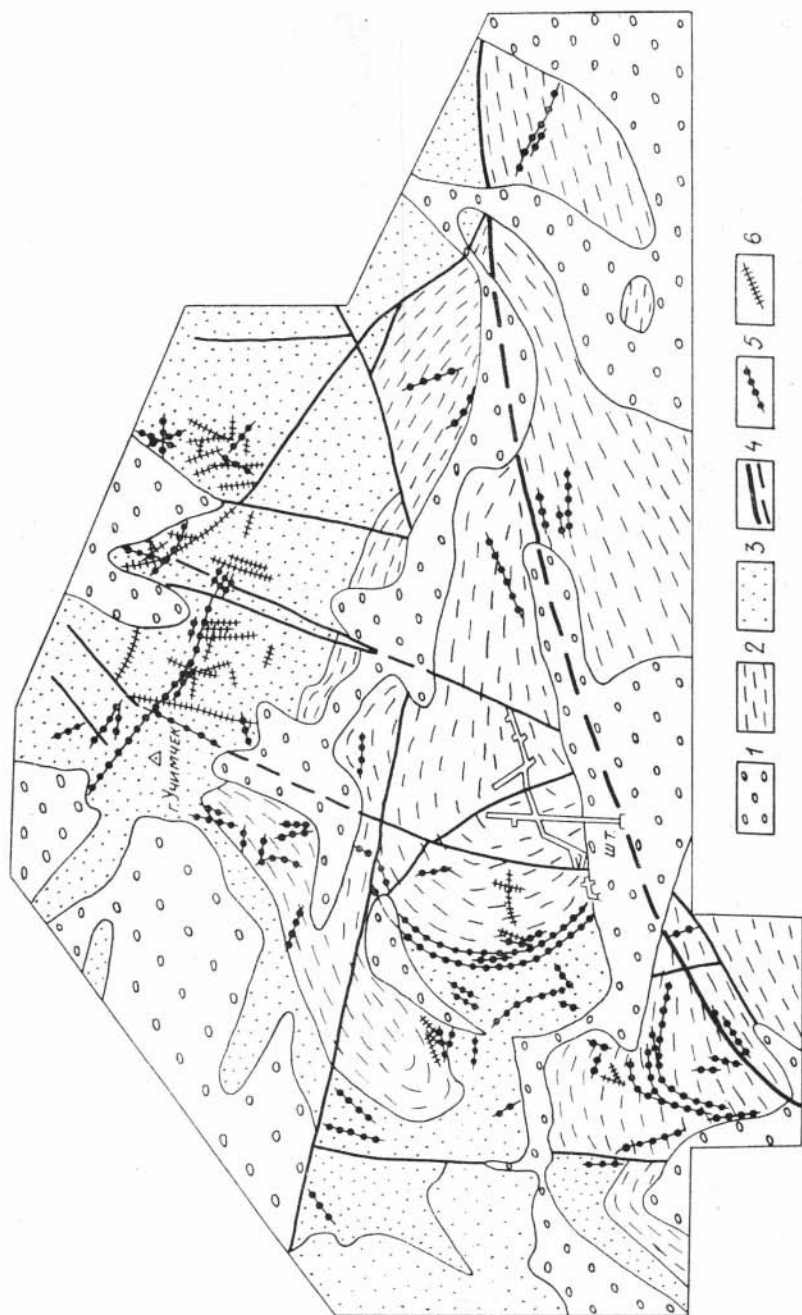


Рис. 16. Геологическое строение Кумыштанского серебро-сурьмяного месторождения.

1 — четвертичные отложения; 2 — алевролиты, песчаники, сланцы; 3 — известняки, песчаники, сланцы юр-караганской свиты (K_3); 4 — разломы; 5 — сидеритовые жилы с серебро-сурьмяным оруденением; 6 — арсенопиритовые жилы.

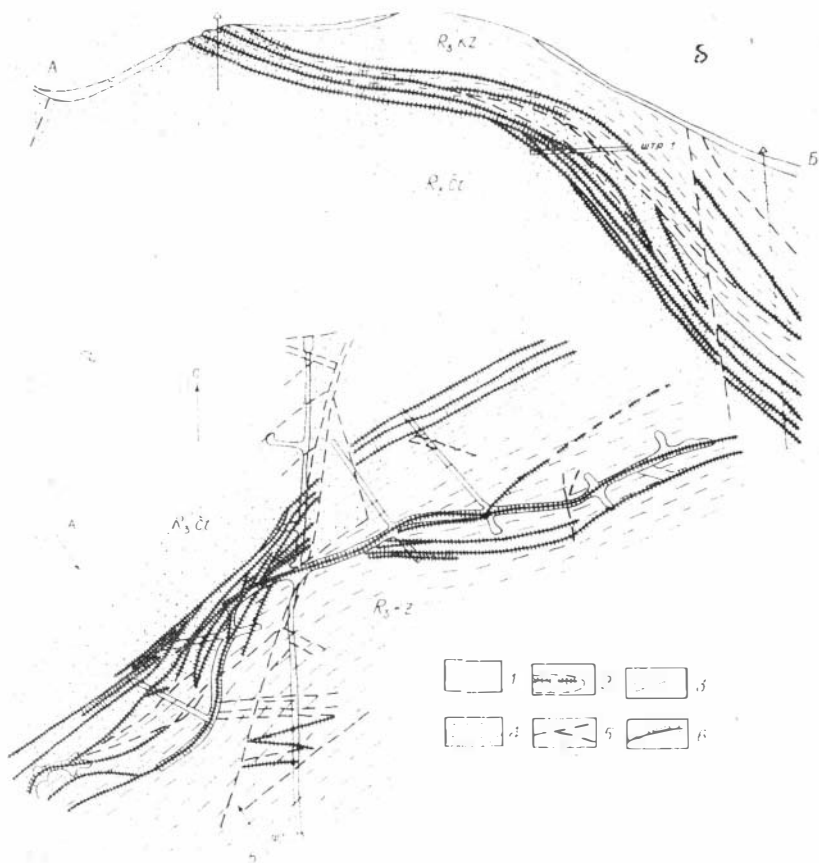


Рис. 17. Условия залегания сидеритовых жил с серебро-сурьмяным оруденением на Центральном участке Кумыштагского месторождения (а — план горизонта штольни, б — разрез).

1 — четвертичные отложения; 2 — контуры древних выработок; 3 — песчаники, алевролиты, сланцы кызылбелльской свиты (R_3); 4 — известняки, песчаники чаткарагайской свиты (R_3); 5 — разломы; 6 — сидеритовые жилы с серебро-сурьмяным оруденением.

ского месторождения в Кумыштагском рудном узле отмечается еще ряд точек с мышьяковой минерализацией, представленных кварцевыми и кварц-карбонатными жилами среди контактово-метаморфизованных пород.

Приуроченная к сидеритовым жилам серебро-сурьмяная (сульфосольная) минерализация проявлена как в контурах развития мышьяковой минерализации, так и далеко за ее пределами (рис. 16). Она представлена одиночными жилами, жильными или штокверковыми зонами (рис. 17), сложенными сидеритом (мангансидеритом), составляющим более 80—90 % жильной массы, а также кварцем, кальцитом, местами флюоритом, баритом, доломитом, анкеритом (табл. 4, рис. 18). Рудные минералы занимают до 20 % объема, жилы пред-

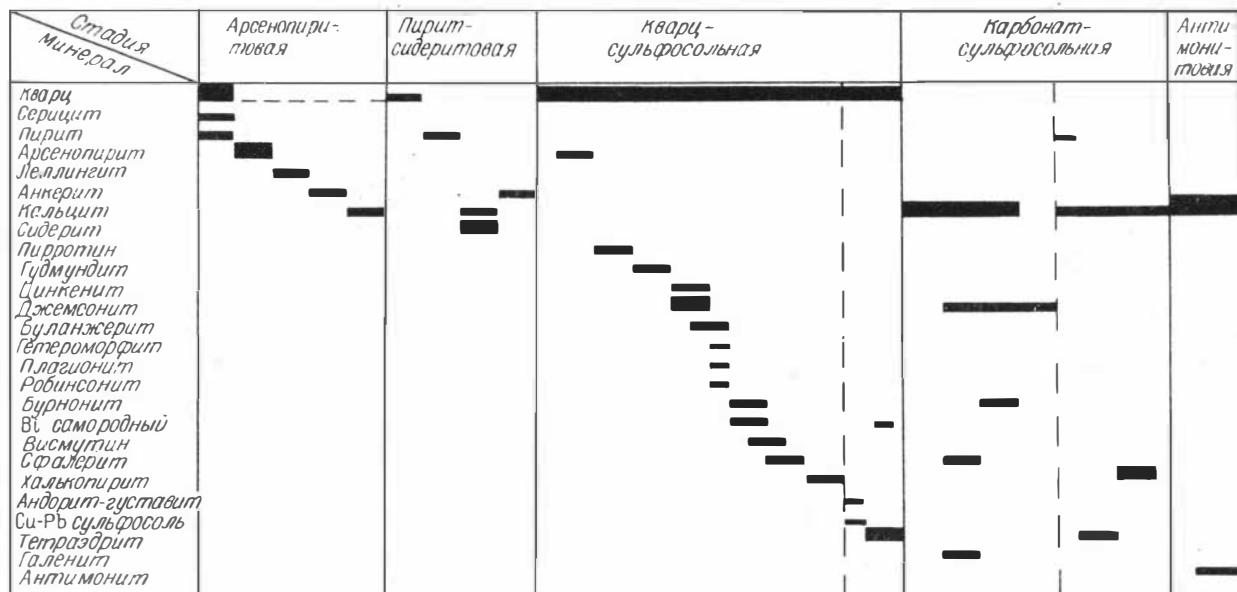


Рис. 18. Последовательность минералообразования Кумыштагского серебро-сурьмяного месторождения.

ставлены джемсонитом, тетраэдритом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, леллингитом, сульфосолями Cu, Pb, Ag, галенитом, сфалеритом и другими минералами. Главными компонентами руд являются серебро, висмут, а второстепенными — свинец, цинк, сурьма, медь. Иногда в заметных количествах присутствуют олово и ртуть.

Центром наиболее интенсивного развития серебро-сурьмяного оруденения в рассматриваемом рудном узле является Кумыштагское рудное поле. Оно частично совпадает с Учимчекским месторождением и располагается в основном к юго-западу от него. Наиболее изучены центральная часть рудного поля (участки Левобережный и Юго-Западный склон) и ряд участков с серебряным оруденением на Учимчекском месторождении (Учимчек, Южный). Менее детально исследованы участки на флангах рудного поля: Колеб, Учимчек, Аскалу, Ташкоро и др.

Все участки находятся в экзоконтактовой зоне Кумыштагской интрузии, на ее пологом юго-западном погружении. Основной рудо-контролирующей структурой следует считать систему разломов северо-западного простирания (Учимчекский и другие сбросы), антиклинальную складку этого же простирания и осложненный контакт между чаткарагайской и кызылбельской свитами (см. рис. 16).

На юго-западном склоне горы Учимчек и в бортах руч. Кичи-Конуртубе вблизи тектонически осложненного контакта чаткарагайской и кызылбельской свит, среди ороговикованных сланцев, мраморизованных, местами скарнированных или превращенных в гранат-везувиановые скарны, установлена пологопадающая ($15-40^\circ$ к юго-востоку) жильная зона северо-восточного простирания мощностью $10-45$ м (см. рис. 17). С поверхности по ней пройдено три-четыре сближенные линии древних горных выработок. Такая же пологая ($15-20^\circ$ к востоку) жильная зона субмеридионального простирания прослежена на противоположном левом борту руч. Кичи-Конуртубе (уч. Левобережный). По вертикали в обоих бортах серебряное оруденение прослежено на 600 м.

Жильные зоны этих участков представлены тремя-пятью и более субпараллельными, иногда ветвящимися, субсогласными и секущими жилами (до $1-1,5$ м) и прожилками, сложенными сидеритом, кварцем и рудными минералами. Среди последних преобладают джемсонит, арсенопирит, пирит и тетраэдрит. Второстепенными являются гудмундит, галенит, сфалерит, сульфосоли Cu, Pb, Ag, антимонит и другие минералы. Терригенные породы вблизи рудных жил гидротермально изменены и состоят из кварца, серицита, железистого карбоната и пирита, что позволяет отнести их к березитам. Карбонатные породы местами окварцованы, кальцит частично замещен железистыми карбонатами. Руды этих участков можно отнести к джемсонитовому минеральному типу руд.

Такого же типа жильные зоны установлены и на месторождении Учимчек, где они наложены на ранние мышьяковые (арсенопиритовые) руды.

По периферии Кумыштагского рудного поля серебро-сурьмяное оруденение развито на участках Аскалу, Ташкоро, Бассат, Колеб, а

также в рудопроявлениях Кыштоо, Ширальджин, Тюктю-Арча и др. Оно представлено различной протяженности полого- и крутопадающими жилами и жильными зонами, преимущественно субширотного и субмеридионального простирания. Руды сложены теми же парагенезисами минералов, что и руды центральных участков, но количественные соотношения их несколько иные. Здесь в сидеритовых жилах отмечается меньше арсенопирита, леллингита, сульфосолей свинца (джермсонита), но больше галенита, сульфосолей меди (тетраэдрита, бурнонита), халькопирита, появляются иногда в заметных количествах барит, флюорит и другие минералы. Флюорит в сидеритовых жилах отмечается большей частью среди гранитов и в экзоконтактной зоне массива. Характерно, что в центральной части рудного поля в жилах преобладают парагенезисы ранних стадий гидротермального процесса, а к его периферии нарастает роль поздних парагенезисов (см. рис. 18).

На западном и восточных флангах Кумыштагского рудного узла располагаются соответственно проявления Дарбазакол и Кепташ и другие участки развития сидеритовой жильной минерализации. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и пиритом. Кроме того, свалы сильно окисленных сидеритовых жил установлены и на других участках Кумыштагского рудного узла, однако они либо отработаны с поверхности в древности, либо не представляют интереса из-за малой мощности или отсутствия рудных минералов.

В 40 км к юго-востоку от Кумыштагского располагается Курганский рудный узел, в котором развиты серебросодержащее полиметаллическое и сульфидно-касситеритовое оруденения [Бродин, 1959; Додонова, 1967; Геология..., 1986; и др.]. В этом рудном узле вдоль скрытой зоны разлома, простирающегося по азимуту 310° на протяжении 15 км, расположены Кенторский нект трахитов, Чаткарагайская дайка бостонитов и тело эруптивных брекчий, Курганские сиенитовые штоки. Эта же зона контролирует размещение и основных месторождений рудного узла, приуроченных к интрузиям щелочных пород. Вмещающими породами являются карбонатные отложения чаткарагайской (R_3) и бешташской ($\epsilon-O$) свит. Наиболее крупными объектами рудного узла являются месторождения Чаткарагай, Курган, Кентор, относимые к сульфидно-касситеритовой формации, а также Чонот и Кеншанык — к серебро-свинцовой [Бродин, 1959]. Кроме того, известен еще целый ряд более мелких проявлений аналогичной минерализации. Они объединяются в единую рудную зону северо-западного простирания. В западной части этой зоны располагаются месторождения сульфидно-касситеритового типа (Кентор, Чаткарагай, Курган). Они представлены типичными жилами выполнения, сопровождающимися небольшими метасоматическими залежами вкрапленных руд. Преобладающая ориентировка рудных жил и зон — северо-восточная. В восточной половине рудной зоны развиты в основном серебро-свинцовые месторождения и проявления, руды которых образуют метасоматические залежи в карбонатных породах.

Руды месторождений сульфидно-касситеритового и серебро-свинцового типов сложены сходными парагенезисами минералов пяти стадий: кварц-арсенопиритовой с касситеритом, кварц-пирротин-сфалеритовой (+ станнин, франксит), карбонатной (пирит, марказит, вюртцит, галенитовой (+ самородные Bi, Ag, Sb, сульфo-антимониды Pb, Cu, Ag) и карбонатной безрудной [Бродин, 1959; Коледа, 1983]. Однако на разных типах месторождений те или иные стадии гидротермального процесса проявлены неодинаково, с чем и связывают развитие зональности в этом рудном узле. На месторождениях сульфидно-касситеритового типа полнее проявлены парагенезисы ранних стадий гидротермального процесса, на серебро-свинцовых — заключительных. Обращает на себя внимание сходство минерального состава, стадийности и последовательности отложений минеральных парагенезисов на месторождениях Курганского и Кумыштагского рудных узлов (см. рис. 18). На ряде месторождений устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в нарастании с глубиной количества пирротина в рудах и содержания в них олова, а также повышение к поверхности роли галенита, сидерита и сульфосолей. Особо следует отметить также широкое развитие в этом районе шлиховых ореолов киновари, тяготеющих к периферическим частям рудного узла. В рудах одного из участков (Карагоин) были установлены высокие содержания ртути (до 0,1 %).

Таким образом, в Таласском рудном районе в пределах трех рудных узлов серебро-сурьмяное оруденение проявилось с разной интенсивностью и в ассоциации с разными типами минерализации. В Бабаханском рудном узле серебро-сурьмяное оруденение ассоциирует с серебро-свинцовым (карбонатно-полиметаллическим), в Кумыштагском — с мышьяковым (арсенопиритовым) и серебро-свинцовым. В Курганском узле серебро-сурьмяное проявлено слабо, а преобладают сульфидно-касситеритовое и серебро-свинцовое.

В Тянь-Шане известен еще целый ряд рудных узлов, где проявились рудные комплексы аналогичного состава. Серебро-сурьмяное оруденение джемсонитового минерального типа в ассоциации с арсенопиритовым (W — Sn-содержащим) установлено в Чалкуйрюкском, Савоярдинском и других рудных узлах.

ЮЖНЫЙ ПАМИР

Одним из характерных и типовых районов широкого развития серебро-сурьмяного оруденения является Южный Памир. Здесь тоже во многих местах отмечаются древние выработки, свидетельствующие об интенсивной эксплуатации серебряных месторождений в средние века. Подавляющее большинство их с поверхности отработано древними рудокопами.

Южный Памир, как известно, относится к киммеридам центрально-азиатского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса и представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение с длительной полициклической историей развития. В этом регионе, отделен-

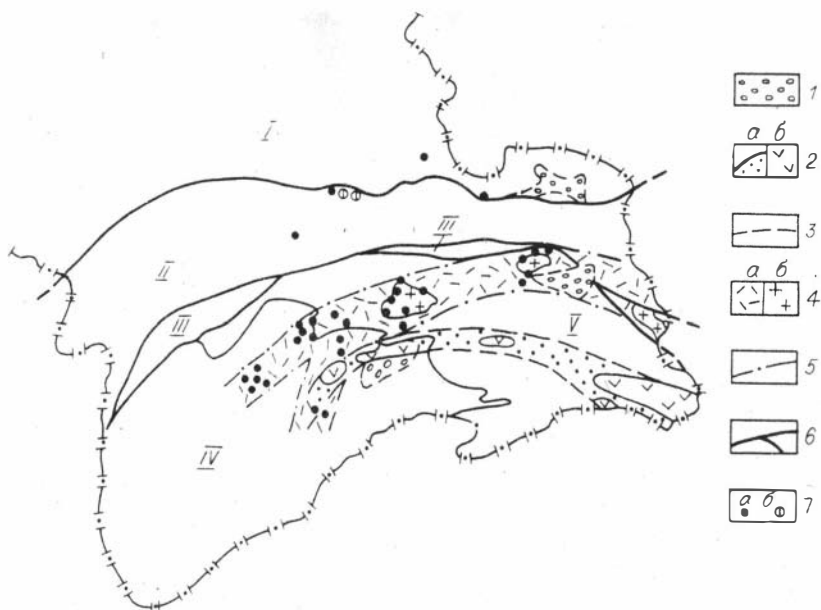


Рис. 19. Размещение серебряного оруденения Южного Памира.

1 — четвертичные отложения; 2 — "осевая" структурно-формационная зона (а) (по М.А. Тютину, М.М. Безуглому [1990]) и поля развития в ее пределах вулканогенных образований палеоген-неогенового возраста (б); 3 — границы "осевой зоны"; 4 — Токузбулак-Базардаринская металлогеническая зона (а) и интрузии редкометаллических гранитов мелового возраста (б); 5 — границы Токузбулак-Базардаринской металлогенической зоны; 6 — разломы; 7 — проявления серебряного (а) и платинового (платинового) (б) оруденения. I—IV — структурно-формационные зоны Южного Памира: I — Центральная, II — Рушано-Пшартская, III — Юго-Восточная, IV — Юго-Западная.

ном с севера от структур Северного Памира Ванч-Акбайтальским разломом, выделяется несколько структурно-формационных зон: Центрально-Памирская, Рушано-Пшартская, Юго-Западная и Юго-Восточная (рис. 19) [Левен, 1967; Бархатов, 1963; Буданов, 1964; Индосинийский магматизм..., 1991; и др.]. Они довольно резко отличаются по набору структурно-вещественных комплексов, возрасту, специфике магматизма и металлогении.

Согласно современным представлениям, многие особенности геологического строения Южного Памира связаны с его положением на стыке двух палеоматериков — Евразии и Гондваны, взаимодействием которых объясняют интенсивную многократную тектоническую переработку этого региона.

Юго-Западный Памир сложен преимущественно докембрийскими мигматизированными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморами, амфиболитами, ультраметаморфическими комплексами раннекиммерийской эпохи тектогенеза и прорывающими их разновозрастными гранитоидами. В его пределах выделяют пять более мелких структурно-формационных зон: Горанскую и Хорогскую (докембрийские образования), Шахдаринскую (докембрийские образования и киммерийские граниты), Корумдинскую (позднепалеозойский (?) ортогнейсовый субстрат и киммерийско-альпийские граниты) и

Аличурскую (киммерийские ультраметаморфогенные граниты) [Индосинийский магматизм..., 1992].

Юго-Восточная структурно-формационная зона, занимающая большую часть Южного Памира, располагается между Юго-Западной и Рушано-Пшартской зонами (см. рис. 19). От описанной выше она отделяется серией частных надвигов, по которым ультраметаморфические триасовые комплексы надвинуты на неметаморфизованные породы каменноугольно-пермского и триас-юрского возраста. Зоны этих разломов, как правило, залечены молодыми неогеновыми гранитами. Юго-Восточный Памир в современной структуре представляет собой крупный мегасинклиниорий, сложенный в основном породами двух структурных ярусов. Нижний, каменноугольно-триасовый, представлен флишевыми отложениями, состоящими из песчаников, алевролитов и аргиллитов (часто обогащенных углистым веществом), а также терригенно-карбонатными — глинисто-мергелистыми, известково-кремнистыми и др. В разрезах этого яруса отмечаются рифовые известняки, прослои диабазов, туфов и туфопесчаников. По периферии зоны Юго-Восточного Памира широко развиты вулканогенные триасовые образования [Индосинийский магматизм..., 1992]. Верхний структурный ярус сложен преимущественно карбонатными и терригенными юрскими отложениями, в составе которых отмечаются рифовые известняки, сероцветные (местами угленосные) и пестроцветные глинистые толщи, песчаники и конгломераты.

Полициклический магматизм этого района представлен комплексами трех основных этапов: раннекиммерийского (T_3) (габбро-диабазовая и лейкогранитная формации), позднекиммерийского ($K_{1,2}$) (монцогаббро-монцодиорит-монцонит-гранитная и гранит-лейкогранитная редкометалльная) и альпийского (P) (субщелочная монцодиорит-монцонит-гранитная и трахибазальт-трахиандезит-латит-риолитовая).

В Рушано-Пшартской зоне, отделенной от Юго-Восточной Северо-Мургабским разломом, развиты флишеидные отложения карбона — нижней перми, близкие к разновозрастным толщам Юго-Восточного Памира, и вулканогенные образования перми — триаса. К наиболее древним относятся рифейские (?) зеленосланцевые отложения мазангутской свиты. Магматизм этой зоны представлен киммерийскими и альпийскими гранитоидными комплексами и неогеновыми калиевыми щелочно-габброидными интрузиями [Петрография..., 1988; Дмитриев, 1976].

Севернее располагается Центрально-Памирская структурно-формационная зона, ограниченная Ванч-Акбайтальским и Рушано-Пшартским разломами. Эта зона отличается существенно карбонатным типом разреза. Карбонатные породы преобладают среди венд-нижнесреднепалеозойских, пермских, триасовых и юрских отложений. Более древние метаморфические толщи нижнего протерозоя и рифея слагают выступы докембрийского основания. Молодые мел-палеогеновые отложения представлены красноцветной молассой, выполняющей различного рода наложенные прогибы и впадины.

Такие различия в строении, составе слагающих комплексов и особенностях магматизма во многом определили специфику металлогении рассмотренных выше структурно-формационных зон [Афиногенова, 1979; Аверьянов, Павловский, 1986; Безуглый, 1974; Безуглый, Аверьянов, 1973; Тютин, Безуглый, 1990; и др.].

Ведущими типами эндогенного оруденения Южного Памира являются оловянное, серебряное и полиметаллическое, относящиеся к кварц-касситеритовой, серебро-свинцовой и серебро-сурьмяной рудным формациям. Кроме того, в этом регионе известны проявления сурьмяно-ртутного оруденения, в том числе и швацитового минерального типа, характерного для районов с серебро-сурьмяной минерализацией. Отмечаются также проявления борной, золоторудной, эпитермальной и карбонатитовой флюоритовой, баритовой и др. Предполагается, что оруденение связано с различными периодами тектономагматической деятельности, является разновозрастным и относится к различным рудным комплексам.

Полицикличность проявления многих типов гидротермального оруденения достаточно очевидна. Так, ртутная минерализация устанавливается в составе травертинов современных термальных источников и проявлений палеоген-неогенового возраста [Безуглый, 1974; Безуглый, Аверьянов, 1973]. Оловянное и вольфрамовое оруденения отмечаются в тесной связи с гранитоидами башгумбезского комплекса (J), меловыми редкометалльными гранитами базардинского комплекса. Кроме того, олово в виде станнина отмечается в рудах серебро-сурьмяных проявлений (P). Разновозрастна и флюоритовая минерализация: оловоносные грейзены, сидерит-флюоритовые жилы с серебром, эпитермальные кварц-флюоритовые жилы, карбонатиты, осадки современных термальных источников. То же самое можно сказать и о свинцово-цинковом оруденении. Все это наряду с полициклическостью развития магматизма в этом районе затрудняет определение возраста, соотношения разных типов оруденения между собой и с магматическими породами.

М.М. Безуглым с соавторами [Безуглый, 1974; Безуглый, Тютин, 1988; Тютин, Безуглый, 1990; и др.] разработана оригинальная схема металлогенической зональности Южного Памира (см. рис. 19), согласующаяся со структурно-формационной зональностью этого региона. Ими выделяются несколько металлогенических зон: "центральная" амагматичная, "промежуточная" с редкометалльными гранитами и оловянным оруденением, "окраинная" с крупными интрузиями гранодиоритов и монцонитов и "внешняя" с ультраметаморфическими гранитами. Кроме того, выделяется еще одна "осевая" зона, занимающая секущее положение относительно остальных. Она совпадает с наложенным вулканогенным поясом, представленным латит-монцонитоидной вулканоплутонической ассоциацией палеогена. Ей сопутствует генетический ряд рудных формаций, включающий скарново-боросиликатную, касситерит-силикатно-сульфидную, серебро-полиметаллическую, ртутную и, возможно, флюоритовую [Тютин, Безуглый, 1990]. Возможно выделение еще одного рудно-магматического арсала дайковых образований (P—N) базитов и щелоч-

ных базитов с серебряным, флюоритовым, сурьмяным и ртутным оруденениями.

По данным М.М. Безуглого [1974], М.М. Безуглого, Г.С. Аверьянова [1973], М.А. Тютина, М.М. Безуглого [1990; Безуглый, Тютин, 1988], Г.С. Аверьянова, А.Б. Павловского [1986] и других исследователей, обособляются по крайней мере три разновозрастные рудные ассоциации: TR-Sn-W-Ag-F в “промежуточной” зоне с редкометалльными гранитами; В-(Sn-полиметаллическая)-Ag, Pb, Zn, Sb-Hg в “осевой” зоне с латит-монцитонитовым вулканизмом; Ag, F, Sb, Hg с базитовыми дайковыми комплексами. Следует отметить также проявления флюоритового карбонатитового оруденения, связанного с интрузиями дункельдыкского комплекса щелочных габброидов неогенового возраста [Дмитриев, 1976; Аверьянов, Искандаров, 1985], а также отложение флюорита и минералов ртути в современных термальных источниках [Безуглый, 1974]. Положение серебряного и других типов низкотемпературного гидротермального оруденения в составе отмеченных выше рудных комплексов весьма неопределенно и требует более детального рассмотрения.

На Южном Памире развито серебряное оруденение в основном двух формационных типов: серебро-сурьмяное и серебро-свинцовое (акджилгинский и токузбулакский типы). Кроме того, на Северном и Центральном Памире отмечаются мелкие проявления золото-серебряного оруденения. Основное количество серебряных проявлений и месторождений этого региона сосредоточено в пределах так называемой Токузбулак-Базардаринской металлогенической зоны [Тютин, 1990], протягивающейся в северо-восточном направлении почти на 250 км и пересекающей все структурно-формационные зоны от Юго-Западной до Центральной (см. рис. 19). К ней тяготеют также проявления оловянного, вольфрамового и ртутного оруденений.

Токузбулак-Базардаринская металлогеническая зона пространственно совпадает с выделяемой А.Г. Владимировым и другими одноименной рифтогенной структурой с бимодальным монцогаббро-монцодиорит-монцитонит-гранитным магматизмом, соответствующим шошонит-латитовой серии. Она фиксируется цепочкой меловых интрузий (центральная часть Аличурского плутона — Базардаринский-Бугучиджилгинский и другие массивы) и по характеру разрывных и пликативных структур.

Распределение оруденения в Токузбулак-Базардаринской металлогенической зоне носит ясно выраженный узловый характер. Наиболее четко обособляются Токузбулакский и Марджанайский рудные узлы в Юго-Западной зоне, Базардаринский в Юго-Восточной и Бугучиджилгинский на стыке Юго-Восточной, Рушано-Пшартской и Центральной. Они существенно отличаются по набору оруденения, развитого в их пределах. Кроме того, известен еще целый ряд меньших по масштабу участков с такими рудами.

Токузбулакский рудный узел расположен на крайнем юго-западе металлогенической зоны. Он сложен глубокометаморфизованными (гнейсы, кварциты, мраморы) породами докембрия, прорванными гранитами, гранодиоритами и монцитонитами аличурского комплекса.

Чрезвычайно широко развиты дайки аплитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, диабазов и лампрофиров [Копылов, 1971, 1973]. Оруденение моложе всех магматических образований, известных в пределах рудного узла. Оно представлено кварц-сидерит-сульфидными, барит-сульфидными, безрудными баритовыми и сидеритовыми жилами и жильными зонами протяженностью до первых километров. Преобладающими рудными минералами жил являются галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, пирит, второстепенными — бурнонит, пираргирит, полибазит, серебро самородное, миаргирит. Среди жильных преобладают кварц, сидерит и барит, в меньших количествах отмечаются флюорит, анкерит, кальцит, серицит и хлорит. В рудах установлены высокие содержания серебра, повышенные содержания олова и золота, а также никеля, кобальта, висмута [Копылов, 1973]. Жилы, как правило, крутопадающие, в эрозионном срезе по вертикали прослежены более чем на 1500 м. Установлено, что оруденение формировалось в ходе пяти стадий: кварцевой (+ пирит, халькопирит), карбонатно-сульфидной (сидерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит), кварц-сульфидной (+ галенит, сфалерит, тетраэдрит), кварц-галенитовой (+ сульфосоли Pb, Cu, Ag, серебро самородное, аргентит), барит-сульфидной (барит, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли, сидерит, флюорит) и поздней карбонатной пострудной. В пределах рудного узла проявлена зональность, выражающаяся в смене с севера на юг пирит-халькопиритового полиметаллического оруденения, сложенного парагенезисами ранних стадий минерализации, барит-сульфидным, в котором преобладают продукты заключительных стадий. Пространственной разобщенностью стадийных парагенезисов обусловлено появление в рудном поле двух типов серебряных жил: сидерит-сульфидных и барит-сульфидных.

Серебряные проявления этого рудного узла (Токузбулак, Бачор, Новое, Баритовое и др.) являются типичными представителями серебро-свинцовой рудной формации, но отличаются широким развитием в рудах барита.

Следующий к северо-востоку рудный узел — Марджанайский — объединяет большую группу рудопроявлений и точек минерализации серебро-сурьмяного, серебро-свинцового, антимонитового типов. Они локализованы среди гранитов, гранодиоритов и монцонитов аличурского комплекса, известняков юры и древних метаморфических пород. В большинстве случаев проявления серебра представляют собой протяженные крутопадающие зоны дробления, к которым приурочены сидеритовые, сидерит-баритовые, кварц-сидеритовые жилы с сульфидами и сульфосолями Pb, Cu, Ag. Главными рудными минералами являются галенит и тетраэдрит, в меньших количествах установлены халькопирит, бурнонит, теннантит, пирит, антимонит, станнин, арсенипирит, борнит, ртутьсодержащее серебро (Hg до 20 %) и другие минералы. В рудах кроме главных рудных компонентов Ag, Cu, Pb, Sb отмечаются повышенные содержания ртути, олова, висмута. Устанавливаются два типа рудных сидерит-баритовых жил: существенно свинцовые (галенитовые) и медно-серебряные (тетраэдритовые). На уч. Ташбайрык отмечаются жилы с обильным ан-

тимонитом. Для многих участков характерна сходная последовательность формирования минеральных парагенезисов: сидерит + барит → сидерит + тетраэдрит → кварц + барит + диккит + галенит + сульфосоли Pb; кварц + диккит + антимонит. Оруденение характеризуется значительным вертикальным размахом. На некоторых участках оно прослеживается по вертикали более чем на 600 м.

Базардаринский рудный узел

Более интенсивно серебро-сурьмяная минерализация проявлена в этом узле, известном по широко развитому здесь олово-вольфрамовому оруденению [Аверьянов, Павловский, 1986; Рубанов, Логачев, 1990; и др.]. Здесь известны также участки с серебро-свинцовыми, флюоритовыми, баритовыми и ртутными рудами [Безуглый, 1974; Тютин, Безуглый, 1990]. Этот рудный узел располагается в Юго-Восточной структурно-формационной зоне Южного Памира и представляет антиклинорный блок, центральная часть которого сложена массивом гранитоидов базардаринского комплекса.

Осадочные образования представлены терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями карбона, перми и триаса. Они подразделяются на два структурных яруса — каменноугольно-нижнепермский и верхнепермско-триасовый. Первый сложен мощной (3000 м) толщей песчано-глинисто-алевролитовых отложений с подчиненным количеством карбонатно-терригенных и вулканогенно-карбонатно-терригенных осадков. Верхнепермско-триасовый ярус представлен вулканогенно-терригенно-кремнистой и песчано-глинисто-алевролитовой формациями (1300 м). Осадочные породы обогащены углистым веществом (углистые сланцы, битуминозные известняки) и сульфидами. Последние иногда образуют в этих породах протяженные послойные зоны тонкой вкрапленности и мелких прожилков. Сульфиды представлены в основном пиритом, марказитом и пирротином, часто обогащены Cu, Pb, Zn, Ag. Отложения карбона, перми и триаса интенсивно дислоцированы и смяты в изоклинальные складки субмеридионального или северо-восточного простираения. Характерно, что ориентировка складчатости не совпадает с простираением главных структур Памира, в том числе и Базардаринского антиклинория, вытянутого в северо-западном направлении. В южной части рудного узла обнажены карбонатные породы юры, смятые в субширотные складки.

Осадочные отложения прорваны крупным гранитоидным массивом, сложенным породами базардаринского, акджилгинского и акджарского комплексов (рис. 20). Наиболее ранние из них монцогаббро и монцодиориты акджилгинского и биотитовые (± кордиеритовые) граниты акджарского комплексов. Они развиты в юго-западной части массива и по геофизическим данным представляют собой останец кровли в крупном батолите литий-фтористых гранитов базардаринского комплекса. Возраст пород акджилгинского комплекса по данным Rb — Sr метода составляет $96,9 \pm 6,6$ млн лет [Владимиров и др., 1990]. Более поздние литий-фтористые граниты

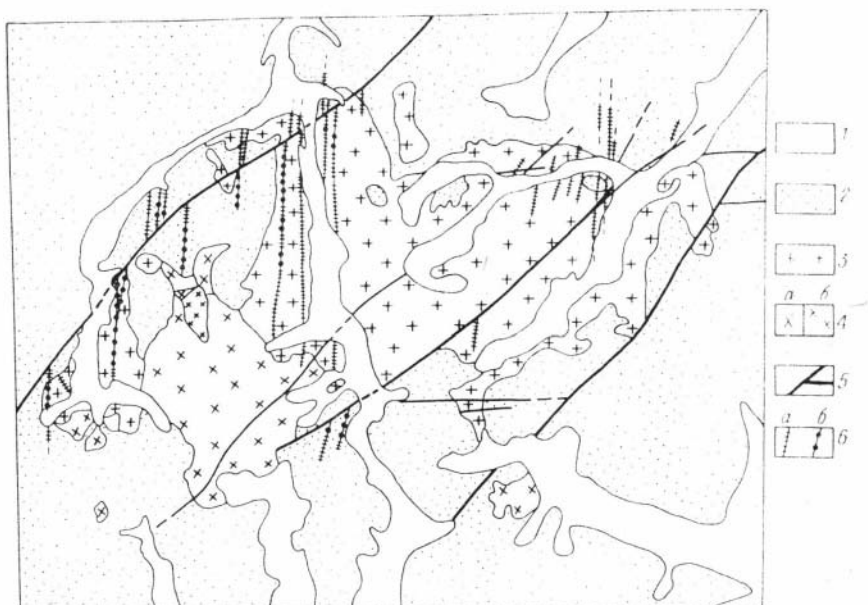


Рис. 20. Геологическое строение и размещение серебро-сурьмяного оруденения Базардаринского рудного узла.

1 — четвертичные отложения; 2 — углистые терригенные и терригенно-карбонатные отложения карбона, перми и триаса; 3 — граниты базардаринского комплекса; 4 — биотитовые (± кордиерит) гранодиориты и граниты акджарского комплекса (K_{1-2}); монцогаббро и монцодиориты акджилгинского комплекса; 5 — разломы; 6 — сидеритовые жилы и жилные зоны (а — безрудные, б — с серебро-сурьмяным оруденением).

слагают основную часть базардаринского массива. Выделяются два ритма их формирования: ранний — гранит-лейкогранитный с жилами топазсодержащих аплитов и пегматитов и поздний — дайки онгонитов и протолитионитовых гранитов [Там же]. Дайковые образования последних двух фаз приурочены к субширотным нарушениям, вмещающим основные оловорудные жилы. В экзоконтакте интрузии осадочные породы интенсивно метаморфизованы с образованием гранат-пироксеновых скарнов, роговиков, кварцитов. Ширина контактового ореола колеблется от нескольких сотен до 1500 м и более.

Базардаринский массив представляет собой штокообразное тело со сравнительно пологой куполообразной апикальной поверхностью. Эрозией вскрыта лишь апикальная часть массива, о чем свидетельствуют останцы вмещающих пород и провисы кровли, пологое погружение которой по геофизическим данным прослежено в северном направлении.

С Базардаринским массивом пространственно тесно ассоциирует оруденение двух разновременных рудных комплексов. Ранний рудный комплекс объединяет проявления грейзеновой редкометалльной вольфрам-оловянной рудной формации, скарновые сульфидные оловосодержащие. К этому комплексу следует отнести также проявления молибденовой минерализации (кварц-молибденитовые жилы в грейзенах) и редкометалльные пегматиты. Все они генетически связаны

с соответствующими фазами Базардаринского массива, являющегося центром их зонального размещения в пределах рудного узла [Безуглый, Тютин, 1988]. Оловянно-вольфрамовое оруденение, повсеместно приуроченное к субширотной системе трещин, представлено рядом последовательно формирующихся минеральных типов: топаз-слюдисто-кварцевым, слюдисто-полевошпат-кварцевым, сульфидно-хлорит-кварцевым и кварц-сульфидным [Логачев, Аверьянов, 1982; Аверьянов, Павловский, 1986]. Главными минералами руд являются касситерит и вольфрамит, второстепенными — арсенопирит, шеелит, пирит, леллингит, халькопирит, станнин, висмутин, пирротин, сфалерит, магнетит. Жильные минералы — кварц, топаз, слюды, микроклин, а также более редкие турмалин, гранат и др.

Обращает на себя внимание широкое развитие на основных оловянных участках арсенопирит-леллингитовой ассоциации, образующей вкрапленность, прожилки в кварц-касситеритовых жилах или слагающей совместно с кварцем самостоятельные жилы. На месторождении Акджилга (Sn) отмечаются протяженные зоны метасоматической вкрапленности арсенопирита в измененных скарнах. Мышьяковая (арсенопирит-леллингитовая) минерализация, как и оловянная, отчетливо приурочена к субширотным нарушениям. В оловянных рудах кроме главных рудных компонентов (Sn, W) отмечаются повышенные содержания Ag, Bi, Pb, Zn, Cu, As.

Более поздними в Базардаринском рудном узле являются серебро-сурьмяное и флюоритовое оруденения. Они приурочены к совершенно иной системе разрывных нарушений, нежели предшествующее оловянное. Основные рудовмещающие структуры для серебро-сурьмяного оруденения — субмеридиональные разрывы, оперяющие три более крупных разлома (см. рис. 20).

Субмеридиональные нарушения в пределах всего рудного поля вмещают сидеритовые, сидерит-флюоритовые, сидерит-сульфидные или сидерит-сульфосольные жилы. Выделяются три ареала (рудных поля) развития жильной сидеритовой минерализации: Акджилгинский (Акджилгинское рудное поле), Восточный и Верхнеэлисуйский (см. рис. 20). Наиболее значительным из них является Акджилгинский, где широко проявились сидерит-сульфосольные жилы, несущие серебро-сурьмяное оруденение.

Акджилгинское рудное поле расположено в западной части Базардаринского массива и структурно связано с Акджилгинским разломом. Последний рассматривается как левосторонний взбросо-сдвиг северо-восточного простирания (падение на юго-восток) и выделяется как основная рудоконтролирующая структура рудного поля. С ним связана серия субмеридиональных рудовмещающих разрывов.

подавляющее большинство проявлений серебряной минерализации приурочено к висячему боку данной структуры. Здесь отмечены наиболее протяженные (до нескольких километров) рудовмещающие разрывные нарушения. В лежащем боку они прослежены на первые сотни метров. Минерализация в них, как правило, проявлена слабо и быстро выклинивается на удаление от главной структуры.

Оруденение всякого бока распространено участками, наличие которых контролируется рудораспределяющими субширотными разрывными нарушениями, обуславливающими чередование рудных и безрудных полос.

Руды, представляющие интерес, локализируются в основном среди гранитоидов в виде крутопадающих жил выполнения. При переходе в осадочные породы кровли массива разрывные нарушения быстро затухают и на удалении от контакта с гранитами фиксируются по убогой минерализации. В песчано-сланцевых отложениях резко изменяется морфология самого нарушения. Из локальной тектонической трещины оно переходит в зону дробления и брекчирования, мощность которой возрастает по мере удаления от контакта. При этом уменьшается интенсивность трещиноватости и оруденения. В местах максимального удаления от гранитоидов разрывное нарушение диагностируется с трудом, тем более что практически не сопровождается какими-либо минеральными новообразованиями. В пределах Акджилгинского рудного поля выделено более 12 протяженных жильных зон сидеритовой минерализации (рудопроявлений серебра): Верх. Акджилга, Акджилга, Элгисайское, Верхнеэлгисайское, Карасайское, Аксайское, Теплоключенское, Придорожное, Левобережное, Аличурское, сай Конный, Перевальное и др. Все они представлены сидеритовыми, сидерит-флюоритовыми или сидерит-баритовыми жилами с сульфидами и сульфосолями Cu, Pb, Ag, Fe. Минеральный состав этих жил довольно сложный [Павлова и др., 1990] (табл. 5). Среди рудных минералов резко преобладает тетраэдрит, являющийся основным носителем серебра в рудах, в меньших количествах отмечаются халькопирит, висмут, арсенопирит, галенит и многочисленные сульфосоли. Среди жильных минералов широко развиты лишь сидерит, флюорит, кварц, диккит и барит.

Интенсивность развития серебряного оруденения (сульфиды и сульфосоли Cu, Pb, Ag) в сидеритовых жилах рудного поля (определяется в основном двумя структурными факторами: удаленностью от Акджилгинского разлома и от контакта гранитов с породами кровли (см. рис. 20)). Вдоль субмеридиональных разломов к северу и югу от Акджилгинского разлома наблюдается постепенное уменьшение количества рудных минералов в сидеритовых жилах. Такая же тенденция прослеживается и вниз по падению от контакта с породами кровли. Наоборот, к верхним горизонтам рудных жил повышается содержание в них флюорита, барита, диккита, мелкозернистого кварца, серебряных сульфосолей. Это определяет проявление эндогенной зональности как в отдельных рудопроявлениях, так и во всем рудном поле.

Наиболее крупным и детально изученным серебро-сурьмяным объектом Базардаринского рудного узла является Акджилгинское месторождение. Оно расположено в южной части одноименного рудного поля среди гранитов базардаринского комплекса вблизи их контакта с осадочными породами кровли.

Серебряное оруденение приурочено к зоне сложного разлома, в котором выделяются главное нарушение (разлом Сидеритовый) и

Минералы серебро-сурьмяных проявлений Базардариинского рудного узла

Рудные	Нерудные	Гипергенные
<i>Главные</i>		
Тетраэдрит Тетраэдрит-теннантит Халькопирит Висмутин Sb-висмутин	Сидерит Флюорит Кварц	Гетит Гидрогетит Гематит Малахит Азурит
<i>Второстепенные</i>		
Арсенопирит Фрейбергит Галенит Сфалерит Пирит	Барит Диккит	Халькозин Ковеллин Сурьмяные охры Самородная медь Акантит Самородное серебро Ярозит
<i>Редкие</i>		
Халькостибит Бурнонит Sb-густавит Bi-андорит Диафорит Физелиит Семсейит Козалит Викингит Станнин Пираргирит Пекоит Гладит Крункаит Bi самородный Бенжаминит Хоробетсуит Антимонит Миаргирит Арамайонит Sb-матильдит	Fe-кальцит Монтмориллонит Гидрослюда Хлорит Маккинстриит	Скородит Смитсонит Куприт Борнит Бисмутит Бисмит Маккинстриит Полибазит

серия его оперяющих (разломы Флюоритовый, Безымянный I, Безымянный II, Безымянный III и др.).

Минерализация распространена в пределах зоны на протяжении 3 км и локализована в непосредственной близости от ее сочленения с Акджилгинским разломом. Шов Сидеритового разлома залечен мощной (2—5 м) кварцевой жилой, разветвляющейся на южном фланге. Висячем ее боку расположена сидеритовая жила с резкими тектоническими границами, в целом повторяющими восточный кон-

такт кварцевой жилы. Жила обладает невыдержанной мощностью, достигающей 1,5 м. Простираение разлома 10—20° с крутым (60—80°) падением на восток. Общая его протяженность составляет 5 км.

Разлом Флюоритовый субпараллелен Сидеритовому и имеет близ-вертикальное заложение. Выполнен сидеритовой жилой, которая вдоль зальбандов сопровождается редкими, непротяженными (первые десятки метров — метры) маломощными жилами аналогичного состава. Параметры сидеритовой жилы весьма невыдержанны. Протяженность разлома достигает 2 км. На северном фланге он уходит под осадочные породы, в которых фиксируется первые сотни метров и далее теряется под мощной песчано-сланцевой толщей. Установлена серия косооперяющих разрывов северо-западного простираения, расположенных в западном блоке Сидеритового разлома. Они непротяжены (200—500 м), имеют крутое (70—80°) падение на восток и вмещают лентовидные, линзообразные сидеритовые жилы мощностью 0,1—0,5 м.

Рудные тела образовались в результате замещения и цементации дробленого и брекчированного сидерита кварц-флюорит-сульфидно-сульфосольной минерализацией. В отдельных случаях рудная минерализация выполняет редкие трещины в измененных гранитоидах, где представлена обособленно в “чистом” виде. Геологическими границами оруденения выступают контуры сидеритовых жил, служащих основнымместилищем серебряных руд. Мощность рудных тел варьирует от 0,1 до 1,5 м при среднем значении 0,4 м, протяженность — первые сотни метров.

Оруденение распространено неравномерно в виде скоплений массивных руд, гнезд, прожилков и редкой вкрапленности. Наиболее представительно оно на северном фланге и затухает в южном направлении. Рудные тела в основном имеют северное склонение.

Вмещающие среднезернистые двуслюдяные граниты метасоматически изменены и превращены в породы кварц-карбонат-серицитового или кварц-гидрослюдисто-каолинитового состава, отнесенные к аргиллизитам. Главным полезным компонентом в рудах является серебро, в качестве попутных — сурьма, медь, висмут, свинец, олово и плавиковый шпат. Характерно присутствие повышенных содержаний ртути.

В рудах Акджилгинского месторождения установлено около 55 минералов (см. табл. 5) [Павлова и др., 1990]. Среди рудных минералов преобладает тетраэдрит, основной носитель серебра в рудах (Ag до 14 %). Второстепенными являются халькопирит, висмутин, фрейбергит, арсенопирит, галенит, сфалерит; редкими — большая группа сурьмяных и висмутовых сульфосолей Ag, Pb, Cu, а также станнин, антимонит, Вi самородный и другие минералы. Жильные минералы представлены сидеритом, флюоритом и кварцем с небольшим количеством диккита, кальцита, барита и др. Вмещающие граниты гидротермально изменены и превращены в аргиллизированные породы кварц-карбонат-гидрослюдистого или кварц-карбонат-гидрослюдисто-диккитового состава. Ширина ореола околорудных метасоматитов не превышает первых метров.

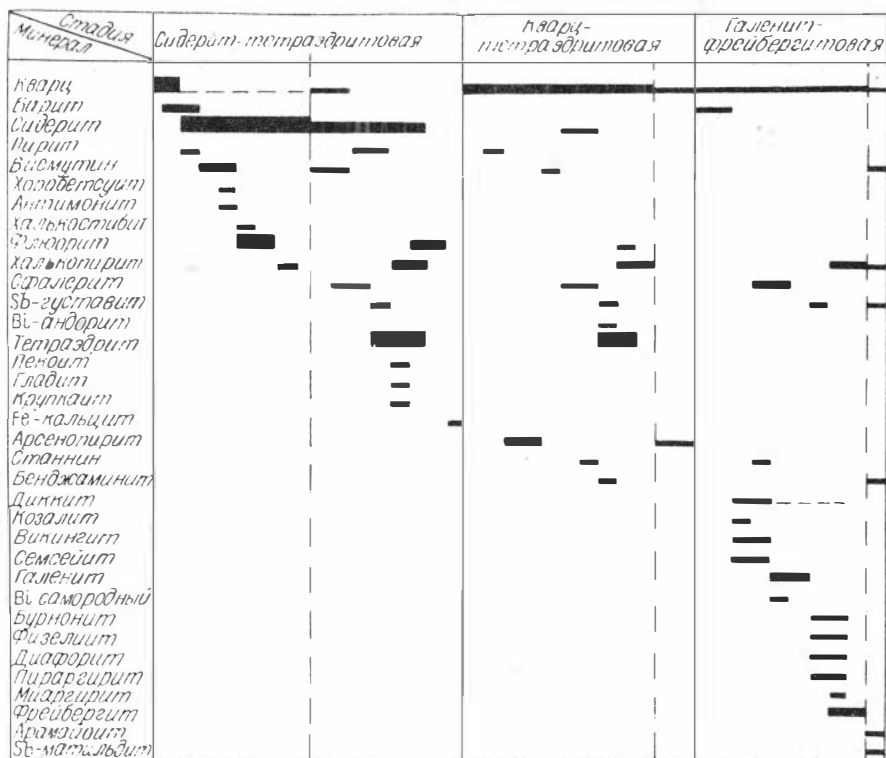


Рис. 21. Последовательность минералообразования серебро-сурьмяных руд Акджилгинского рудного поля.

Выделяются четыре стадии формирования руд: сидерит-тетраздритовая, кварц-тетраздритовая, галенит-фрейбергитовая и поздняя флюоритовая (рис. 21), в ходе которых последовательно отлагались семь минеральных парагенезисов: сидерит-флюоритовый (основная масса жил), сидерит-тетраздритовый, арсенопирит-тетраздритовый, кварц-арсенопиритовый, галенит-фрейбергитовый, поздний сульфосольный и пострудный кварц-флюоритовый. В гидротермально измененных породах проявлены парагенезисы кварца, гидрослюды, диккита, железистого карбоната и пирита.

Следует также отметить, что формированию сидеритовых жил на месторождении Акджилга, как и на всех без исключения других участках рудного узла, предшествует образование мощных (до 2—5 м) и протяженных жил молочно-белого шестоватого крупнокристаллического кварца. В этом кварце отмечается редкая вкрапленность кубических кристалликов пирита, арсенопирита и халькопирита. Тесная пространственная взаимосвязь жил шестоватого кварца и сидерита свидетельствует о возможной их генетической связи.

Эндогенная зональность на месторождении проявляется в нарастании количества барита, флюорита, галенита и висмутина на

верхних горизонтах рудных жил вблизи контакта гранитов с породами кровли.

Весьма близки по минеральному составу и положению в структуре рудного поля и другие рудные участки: Верх. Акджилга, Верхне-элгисайское, Карасайское, Левобережное. Сходны по строению и другие участки (Аличурский, Аксайский, Придорожный), отличающиеся значительно меньшим развитием рудных минералов, особенно сульфосолей.

В Акджилгинском рудном поле достаточно отчетливо проявляется эндогенная зональность серебро-сурьмяного оруденения. Она выражается в изменении минерального состава руд по простиранию рудовмещающих структур и по вертикали, по падению рудных зон. В целом для рудного поля с севера на юг устанавливается заметное повышение содержания в рудных жилах флюорита, барита, галенита, свинцовых и серебряных сульфосолей. Во все больших количествах отмечается халцедоновидный кварц, ассоциирующий с диккитом. Участок Теплоключенский, расположенный на севере, представлен сидеритовыми жилами с тетраэдритом, халькопиритом и висмутином, слагающими парагенезисы первой, сидерит-тетраэдритовой, стадии минерализации. Участок Перевальный, находящийся в этой части рудного поля, на противоположном фланге этой структуры представлен кварц-барит-сидерит-флюоритовыми жилами с галенитом, сфалеритом, фрейбергитом и сульфосолями Pb и Ag. Находящиеся между ними участки (с севера на юг) Придорожный, сай Рудный, Переправа, Левобережный в определенной мере являются переходными по составу минеральных парагенезисов и масштабам их проявления. Так, на участках Придорожный и сай Рудный развиты минеральные парагенезисы первой и второй стадий, а на участках Переправа и Левобережный в больших количествах появляются образования третьей стадии, максимально проявленные на Перевальном рудопроявлении.

Элементы такой латеральной зональности в той или иной мере отмечаются и в других рудных зонах Акджилгинского поля. Наряду с зональным изменением состава минеральных парагенезисов с севера на юг устанавливается и изменение химического состава ряда рудных минералов. Так, в блеклых рудах повышаются содержания Zn и Cd и отчасти Hg, которая в наибольших количествах фиксируется в них на Перевальном (3,2 %). Содержание Fe в этом минерале в южном направлении, наоборот, снижается.

Рассматривая зональность Акджилгинского рудного поля, следует отметить, что наиболее богатые участки размещаются вблизи Акджилгинского разлома в его висячем крыле (Верх. Акджилга, Акджилга, Верх. Элгисай, Карасай, сай Рудный), образуя вытянутый в северо-восточном направлении ареал. В его пределах в рудах повышено содержание арсенопирита, развиты высокосурьмянистые минералы (антимонит, халькостибит) и минералы с высоким содержанием изоморфной примеси Sb (висмутин-хоробетсуит, Sb-густавит, Sb-матильдит и др.). Здесь же отмечается и станнин. Все это свидетельствует о том, что ареал фиксирует некую центральную часть рудного поля с наиболее интенсивным оруденением.

Латеральная зональность оруденения в определенной мере является отражением вертикальной зональности. Анализ размещения минеральных парагенезисов руд по вертикали и относительно контакта гранитоидов с вмещающими терригенно-карбонатными породами показывает, что такая зональность проявляется достаточно отчетливо (рис. 22).

Участки, которые располагаются на наиболее низких абсолютных отметках (Придорожное, Аксай, Переправа), представлены либо безрудными сидеритовыми жилами, либо сидеритовыми жилами с рудными парагенезисами первой стадии. Участки, локализованные в породах кровли или в гранитоидах вблизи контакта с ними на высотах более 4500 м, характеризуются более интенсивным оруденением с широким развитием минеральных парагенезисов всех трех рудных стадий (Акджилга, Верх. Акджилга, Элгисай, сай Рудный). В рудах отмечаются флюорит и барит, количество которых увеличивается на верхних горизонтах.

Восточное рудное поле представляет собой обособленный ареал жильной сидеритовой минерализации, приуроченной к Элисуйскому разлому в северо-восточной части массива. Он также представлен серией субмеридиональных сидеритовых жил и жильных зон. Наиболее крупные из них до 2 м и более отмечаются на уч. Лучезарный в устье с. Длинного. Здесь, как и в других участках рудного узла, сидеритовым жилам сопутствуют субмеридиональные жилы крупнокристаллического шестоватого кварца. Одна из таких жил достигает мощности 8—10 м. Рудная минерализация в сидеритовых жилах представлена редкими прожилками галенита и сфалерита, вкрапленностью пирита, халькопирита, кристалликами висмута. Отмечаются также флюорит, особенно в жилах северо-восточного простирания, кварц, кальцит, анкерит и диксит.

Достаточно многочисленны сидеритовые жилы и в районе месторождения Трезубец (Sn). Здесь также преобладает система субмеридиональных жил и жильных зон, хотя отмечаются они в северо-восточных и даже субширотных трещинах. В жилах этого участка отмечается больше флюорита и галенита. Редко устанавливаются висмутин, халькопирит, тетраэдрит, пирит, бурнонит, арсенопирит и другие минералы. С мелкозернистым кварцем и флюоритом ассоциирует диксит.

Еще одно поле развития сидеритовых и сидерит-флюоритовых жил расположено в верховьях р. Элису. Они отличаются широким развитием флюорита, слагающего иногда до 50 % и более объема жилы. Значительных количеств сульфидов в них пока не обнаружено, за исключением редких халькопирита, пирита и галенита. Простирание жил и жильных зон субмеридиональное и северо-восточное. Причем к северо-восточным трещинам приурочены в большей мере сидерит-флюоритовые и флюоритовые жилы. Жильная минерализация устанавливается как в гранитах, так и среди ороговикованных сланцев (верховье р. Кобриген). В последнем случае в жилах больше сульфидов: пирита, халькопирита, галенита.

Таким образом, несмотря на широкое развитие жильной сидеритовой минерализации в пределах Базардаринского рудного узла, серебро-сурьмяное оруденение сосредоточено в западной его части и структурно связано с Акджилгинским разломом.

Следующим к северо-востоку рудным узлом с серебро-сурьмяным оруденением является Бугучиджилгинский (см. рис. 19). Он приурочен к зонам Мургабского и Северо-Мургабского разломов и располагается в структурах Юго-Восточной, Рушано-Пшартской и отчасти Центральной зон. Этот район сложен терригенными, вулканогенными и терригенно-карбонатными породами карбона, перми и триаса, известняками юры, прорванными разновозрастными гранитоидами, в том числе лейкогранитами базардаринского комплекса [Тютин, Безуглый, 1990].

Южно-Бугучинский массив лейкогранитов сопровождается двумя типами оловянной минерализации: скарново-гидротермальной с обильным магнетитом, касситеритом, шеелитом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном и грейзеновой редкометалльной вольфрам-оловянной с флюоритом, топазом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом и другими минералами. Эти типы минерализации занимают центральное положение в рудном узле. На них наложены более поздние серебро-сурьмяное, флюоритовое и полиметаллическое оруденения, образующие внешний ореол в Бугучиджилгинском рудном узле. Здесь отмечаются многочисленные жилы кварц-сидеритового, сидерит-флюоритового, сидерит-баритового и баритового состава, содержащие тетраэдрит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, пирит (участки Бугучи-Джилга, Аксу, Сары-Джилга и др.). В рудах некоторых участков отмечаются повышенные содержания ртути (до 0,02 %) и проявления ртутисодержащей свинцово-цинковой с киноварью (Ганское, Джароток и др.), флюоритовой, антимонитовой и ртутной (швацит-киноварной) минерализации.

К этому же рудному узлу с юга примыкает Карабелесское рудное поле [Аверьянов, Павловский, 1986]. Здесь вне видимой связи с магматическими породами (известны лишь дайки биотитовых лампрофиров) проявлено кварц-касситерит-станнин-сульфидное оруденение. Оно представлено отдельными кварцевыми жилами и линейными штокверковыми зонами, сложенными последовательно формирующимися минеральными ассоциациями: кварц-касситерит-арсенопиритовой (+ рутил, турмалин, мусковит) → кварц-пирит-халькопирит-хлоритовой (+ станнин, теннантит, франкеит, матильдит и др.) → кварц-галенит-сфалерит-карбонатной (с сульфосолями) и поздней антимонитовой. По данным Г.С. Аверьянова и А.В. Павловского [1986], для Бугучиджилгинского (Аксуйского) рудного узла характерно проявление зональности, выражающейся в нарастании к югу и западу минеральных парагенезисов поздних стадий гидротермального процесса (проявления полиметаллов, антимонита). Таким образом, Бугучиджилгинский рудный узел интересен тем, что в его пределах совмещены различные формационные типы разновозрастного оруденения: грейзеновое редкометалльно-вольфрам-оловянное,

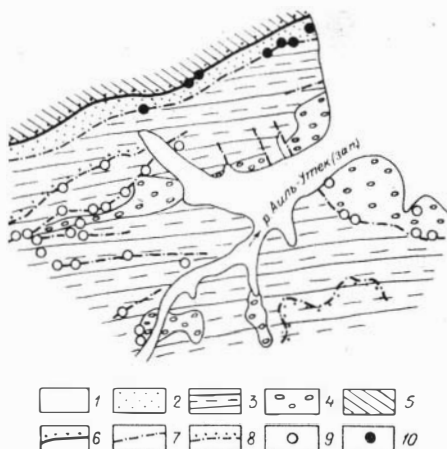


Рис. 23. Размещение сидерит-блеклорудной минерализации на рудопроявлениях Кальтатур — Аильутек (по М.М. Безуглову).

1, 2 — четвертичные (1) и нижнемеловые пестроцветные карбонатные терригенные (2) отложения; 3, 4 — нижне-среднеюрские аргиллиты, алевролиты, песчаники (3) и песчаники, конгломераты, гравелиты (низы разреза) (4); 5 — каменноугольные — нижнепермские сланцы музольской свиты; 6—8 — разломы (6 — Акбайтальский разлом, 7 — пологопадающие нарушения, 8 — крутопадающие нарушения); 9, 10 — проявления сидерит-блеклорудной минерализации (9 — халькопиритовые и халькопирит-тетраэдритовые с низким содержанием ртути, 10 — швацитовые).

свинцово-цинковое ртутьсодержащее, серебро-сурьмяное (местами также ртутьсодержащее), антимонитовое и флюоритовое.

Проявления серебро-сурьмяного оруденения известны и в других районах Южного Памира (см. рис. 19): Койтезекская группа проявлений в Юго-Западной зоне, ряд участков в Центральном Памире, приуроченных к зоне Ванч-Акбайтальского разлома (Мукур-Ярчичак, Кальтатур, Аильутек и др.). Особого внимания заслуживает группа проявлений швацитового типа Кальтатур — Аильутек [Безуглый, 1974]. Они залегают среди красно- и пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов юрского и мелового возраста в зоне Ванч-Акбайтальского разлома (рис. 23). Оруденение представлено жилами и жильными зонами кварц-сидеритового и сидерит-баритового состава с ртутьсодержащей блеклой рудой, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, висмутином, киноварью, минералами серебра.

Последовательность формирования минеральных парагенезисов соответствует типовой схеме стадийности серебро-сурьмяного оруденения: кварц + арсенопирит + пирит → кварц + сидерит + барит, флюорит → блеклая руда, халькопирит → кальцит + хлорит. Сходство этих проявлений с серебро-сурьмяными подчеркивается общностью элементов-примесей Ag, Bi, Ba, Pb, Zn и др.

Характерно, что несмотря на достаточно широкий ареал развития сидерит-блеклорудно-халькопиритовых жил в этом участке ртутьсодержащие блеклые руды и киноварь в них установлены лишь в зоне Ванч-Акбайтальского разлома. Это, с одной стороны, подчеркивает давно установленную связь ртути с глубинными разломами [Сауков и др., 1972; Озерова, 1986; Оболенский, 1985; и др.], а с другой — является хорошим примером латерального перехода двух минеральных типов. серебро-сурьмяной рудной формации — швацитового и тетраэдритового. С этих позиций объяснимы и повышенные содержания ртути в других рудных узлах с серебро-сурьмяным оруденением Южного Памира.

СЕРЕБРО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДРУГИХ РУДНЫХ РАЙОНАХ И РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ МИРА

Описанные выше рудные районы Юго-Восточного Алтая, Северо-Западной Монголии, Таласского Алатау и Южного Памира являются типовыми районами развития серебро-сурьмяного оруденения. Кроме того, оно широко проявлено и в целом ряде других рудных провинций мира, причем наиболее часто в провинциях оловорудного профиля: Рудные горы, Корнуолл, Якутия, Словацкое Рудогорье, Приморье, Кер-Д'Ален и многие другие. В каждой из них серебро-сурьмяное оруденение может отличаться особенностями минерального состава руд, их геохимической специализации, сопровождаться различными комплексами эндогенного оруденения. Но во всех регионах оно представлено жилами или жильными зонами сидерит-сульфосольного состава, выдержанными по простиранию и на глубину и локализованными среди в разной степени метаморфизованных терригенных пород, обогащенных углистым веществом и сульфидами.

Одним из своеобразных районов развития серебро-сурьмяного оруденения является Словацкое (Спишско-Гемерское) рудогорье. Оно достаточно хорошо изучено и описано многими исследователями [Bernard, 1965; Varček, 1965, 1984; Haber, 1980; Рудные формации..., 1978; Rudnianske rudne pole, 1985; Antimonové rudy Československa, 1980; и др.]. Спишско-Гемерское рудогорье представляет собой блок палеозойских (силур — карбон) метаморфических пород, обнажающихся среди несогласно перекрывающих их терригенно-карбонатных платформенных отложений (рис. 24). Метаморфические породы представлены в основном углистыми сланцами, филлитами, гнейсами, амфиболитами, метабазами. Они прорваны гранитоидами мелового [Varček, 1965, 1984] или позднепалеозойского [Ilavský, 1962; Antimonové rudy Československa, 1980] возраста, обнажающимися в виде небольших штокообразных тел. Предполагается, что они являются апофизами более крупного батолита, поверхность которого достаточно хорошо устанавливается по геофизическим данным и вскрыта несколькими глубокими скважинами. Интрузии этих гранитов сопровождаются ореолами контактового метаморфизма вмещающих пород и незначительными по масштабу проявлениями олово-вольфрамового грейзенового оруденения [Рудные формации..., 1978]. В составе последнего отмечается значительное количество сульфидов: пирита, арсенопирита, леллингита, халькопирита, пирротина и др.

Более широко в Рудогорье развита жильная сидерит-сульфидная минерализация, приуроченная к системе субширотных послынных срывов и зон дробления среди метаморфических пород и реже к зонам разломов в пермских отложениях и гранитах. Она представлена многочисленными жилами и жильными зонами, сложенными сидеритом, кварцем, баритом, анкеритом, доломитом, сульфосолями (тетраэдрит, швацит, джемсонит, бурнонит, козалит, айкинит и др.), сульфидами (халькопирит, пирит, киноварь, антимонит, висмутин,

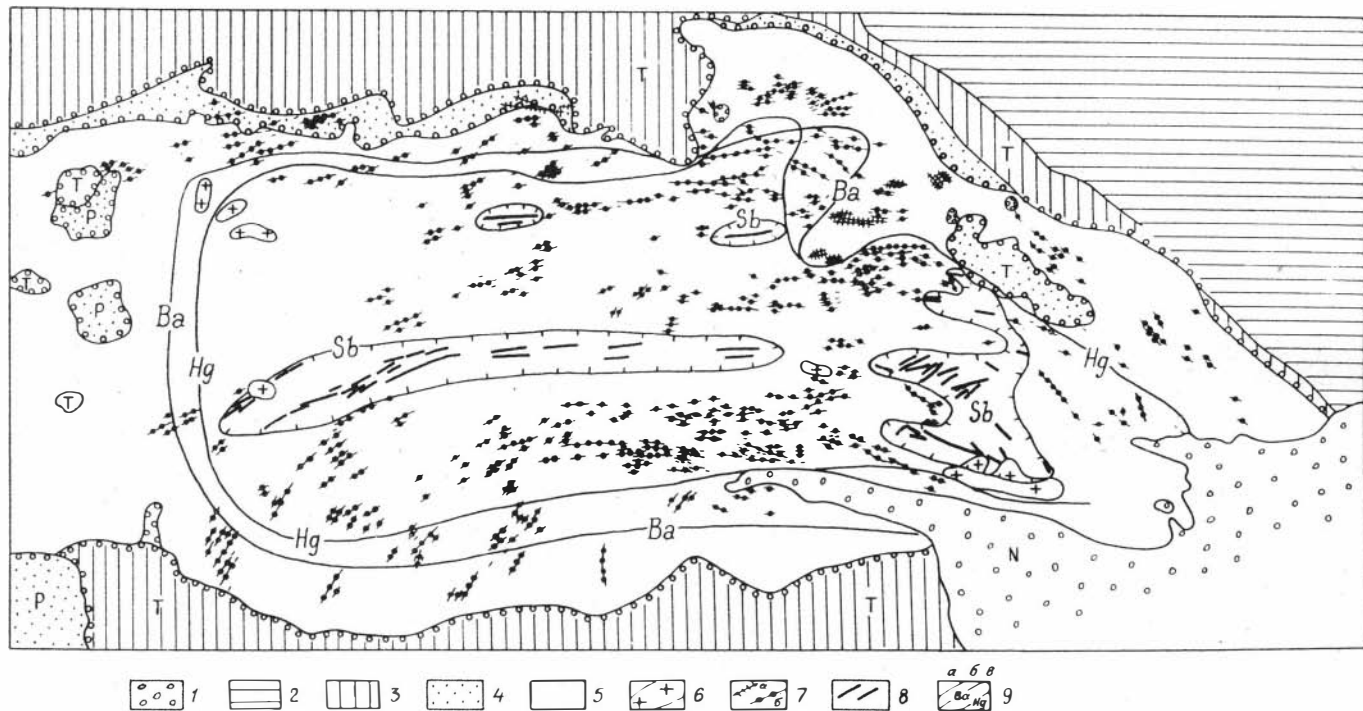


Рис. 24. Соотношение различных типов низкотемпературного гидротермального оруденения Спишско-Гемерского рудогорья (ЧСФР) (по данным [Bernard, 1965; Varček, 1965; Haber, 1980]).

1 — отложения неогена; 2 — татриды; 3 — терригенные отложения триаса; 4 — пермские отложения; 5 — метаморфические породы гельницкой и раковецкой серий; 6 — границы; 7 — сидерит-сульфидные жилы со швацинитом (а), тетраэдритом и халькопиритом (б); 8 — антимонитовые и антимонит-джермонитовые жилы; 9 — границы зон антимонитовой минерализации (а), внутренняя граница развития барита в сидеритовых жилах (б) и тетраэдрита с содержанием ртути более 1 % (в).

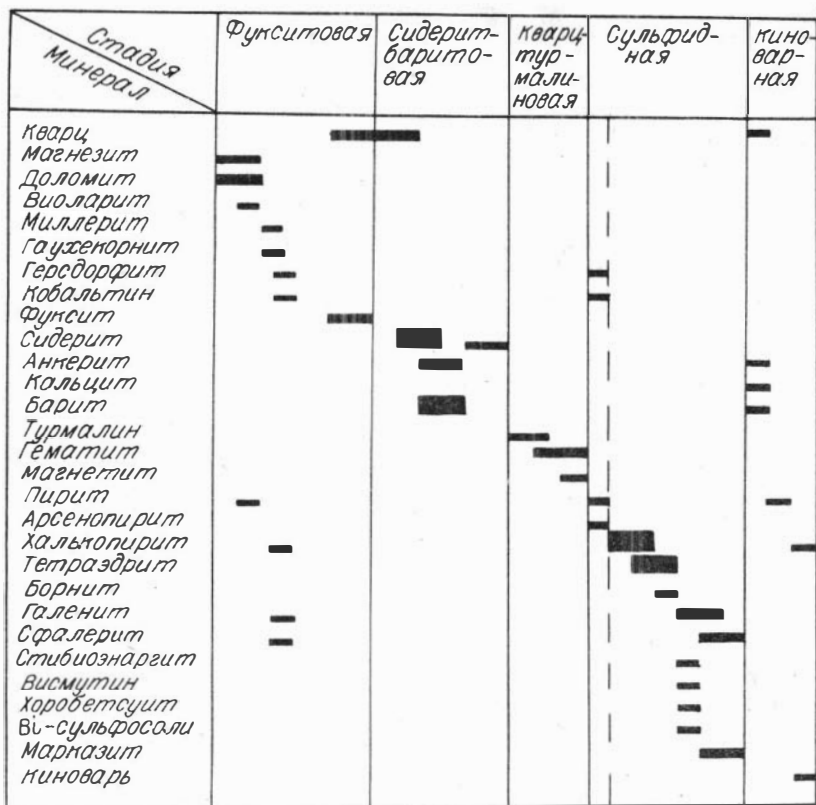


Рис. 25. Последовательность минералообразования месторождения Рудняны [Rudnianske rudne pole, 1985].

сфалерит, галенит), арсенидами и сульфоарсенидами (герсдорфит, кобальтин, скуттерудит, арсенопирит, леллингит) и другими минералами. В сидеритовых жилах выделяется несколько последовательно кристаллизовавшихся минеральных ассоциаций: фукситовая (парагенезисы гидротермально измененных пород), сидерит-баритовая, кварц-турмалиновая, арсенидная, сульфидная, киноварная (антимонитовая). Такая последовательность достаточно хорошо изучена на месторождении Рудняны (рис. 25).

В пределах Словацкого рудогорья установлены жилы сидерит-арсенидного (Добшина), сидерит-швацитового (Рудняны, Гельница), сидерит-сульфидного, кварц-карбонат-антимонитового, кварц-жемсонитового состава. Их формирование, как полагают чехословацкие исследователи [Bernard, 1965; Haber, 1980; Varček, 1965, 1984], связано с неравномерным развитием различных минеральных ассоциаций и проявлением эндогенной зональности в этом рудном районе.

Серебро-сурьмяное оруденение швацитового, тетраэдритового и халькопиритового минеральных типов тяготеет в основном к пе-

Позднегерцинское серебро-сурьмяное оруденение в некоторых рудных районах Европы

Рудный район	Вмещающие породы	Магматические породы (абсолютный возраст)	Комплекс предшествующего и сопутствующего оруденения	Минеральный состав серебряного оруденения (в порядке распространенности)
1	2	3	4	5
Корнуолл	Сланцы, песчаники, вулканиды основного состава ($D-C_1$)	Редкометалльные граниты, гранит-порфиры (290—270 млн лет), дайки лампрофиров ($P-T$)	Sn, W; Cu, Zn, Pb; Ag, Pb; Ag, Sb; CaF_2 ; U	Жильные: сидерит, флюорит, барит, кварц, кальцит Рудные: галенит, тетраэдрит, джемсонит, халькопирит, бурнонит, пираргирит, серебро самородное, пирит, арсениды Ni и Co
Рудные горы (Фрайбергское рудное поле)	Сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы (PZ_1)	Редкометалльные граниты, гранит-порфиры, лампрофиров (290—270 млн лет)	Sn, W; Cu, Zn, Fe, As; U; Ag, Pb; Ag, Sb; CaF_2	Жильные: сидерит, анкерит, кварц, кальцит, флюорит, барит Рудные: галенит, тетраэдрит, джемсонит, сфалерит, пирит, фрейбергит, бурнонит, миаргирит, пираргирит, антимонит
Спишско-Гемерское рудогорье	Сланцы, углистые сланцы, амфиболиты, метабазиты ($S-C_1$)	Редкометалльные граниты, гранит-порфиры (PZ_3 ? K?)	Sn, W; Ag, Sb; Cu, Hg, Sb; Au, Sb	Жильные: сидерит, барит, кварц, кальцит, доломит Рудные: тетраэдрит, швацит, халькопирит, пирит, киноварь, бурнонит, джемсонит, антимонит, козалин, арсениды, сульфидарсениды Ni и Co, галенит, сфалерит

Зигерланд-Вид	Сланцы (D)	Диабазы (C ₁)	FeCO ₃ ; Ag, Pb; Ag, Sb	Жильные: сидерит, анкерит, кальцит, кварц Рудные: галенит, тетраэдрит, сфалерит, пирит, халькопирит, бурнонит, буланжерит, штромейерит, пирротин, арсениды и сульфоарсениды Ni и Co, висмут самородный
Гарц	Сланцы; диабазы (D)	Гранит, гранит-порфиры, пегматиты (290 млн лет)	W; Ag, Pb, Zn; CaF ₂ ; Ba; Ag, Pb; Ag, Sb	Жильные: кальцит, барит, сидерит, кварц, флюорит Рудные: галенит, тетраэдрит, сфалерит, халькопирит, пирит, бурнонит, прустит, пираргирит, серебро самородное, арсениды Ni и Co, буланжерит, антимонит, джемсонит

П р и м е ч а н и е. По данным [Baumann, 1965, 1968; Bernard, 1961, 1965; Beer, 1979; Meixner, 1981; Sideritzerzänge..., 1985; Минеральные месторождения Европы, 1982, 1988; и др.].

риферическим частям блока палеозойских метаморфических пород (см. рис. 24), в то время как во внутренних его частях развита преимущественно антимонитовая (золото-антимонитовая) минерализация. Отличительной особенностью эпитермального оруденения этого района является его повышенная ртутноность. В наибольших количествах ртуть отмечается в сидеритовых жилах по периферии Рудогорья, где локализованы основные ртутные и ртутьсодержащие месторождения: Рудняны, Гельница, Рожнява, Нижня Слана и др.

Содержание серебра в рудах этих объектов относительно невысокое (до 200—250 г/т), основным минералом-концентратором этого элемента является тетраэдрит, содержащий от 0,п до 1,5—2 % Ag.

В аналогичной геологической ситуации проявлено серебро-сурьмяное оруденение в других рудных районах Европы (Рудные горы, Шварцвальд, Гарц, Корнуолл и др.) (табл. 6). Они представляют собой герцинские массивы, сложенные в разной степени метаморфизованными терригенными или эффузивно-осадочными отложениями. Последние прорваны интрузиями позднегерцинских гранитоидов, сопровождающихся обширными ореолами контактового метаморфизма и олово-вольфрамовым оруденением. Весьма типичен рудный район Корнуолл. Он характеризуется развитием разнотипного полихронного оруденения позднегерцинской, мезозойской и альпийской металлогенических эпох [Hosking, 1952, 1964, 1979; Бир, 1982; и др.]. Наиболее широко развитое позднегерцинское оруденение представлено последовательным рядом минеральных ассоциаций: Sn, W (вольфрамит, касситерит) — Sn, Fe, As (касситерит в парагенезисе с арсенопиритом, леллингитом, кобальтином, пирротинном, халькопиритом) — Cu, Zn, Pb (халькопирит, галенит, сфалерит, пирит и другие сульфиды) — Ag, Pb (серебросодержащий галенит, сульфиды и сульфосоли) — Ag, Sb (сульфосоли Cu, Pb, Ag в ассоциации с карбонатами). Различные типы руд, сложенные этими ассоциациями, зонально размещаются вокруг гранитоидных интрузий (P_1). Оловянное и вольфрамовое оруденения (Sn, W и Sn, Fe, As) локализуются в основном в гранитах и во вмещающих породах обычно не далее 300—500 м от контакта; медное оруденение (халькопирит, пирротин, арсенопирит, касситерит) — преимущественно среди контактово-метаморфизованных пород на некотором удалении от гранитов. Еще дальше от контакта с последними располагаются полиметаллические руды (Cu, Zn, Pb и Ag, Pb). Наиболее удаленными являются сидеритовые и сидерит-флюоритовые жилы с сульфосолями Cu, Pb, Ag. В направлении от гранитов в рудных жилах постепенно исчезают ранние высокотемпературные ассоциации, в составе которых прослеживается латеральное изменение состава и морфологии кристаллов рудных минералов и т.д., но нарастает роль поздних более низкотемпературных ассоциаций.

Серебро-сурьмяное оруденение представлено жилами и жильными зонами, сложенными сидеритом, флюоритом, баритом, кальцитом и многочисленными сульфидами и сульфосолями. Среди рудных минералов преобладают в основном галенит и тетраэдрит, хотя отмечаются

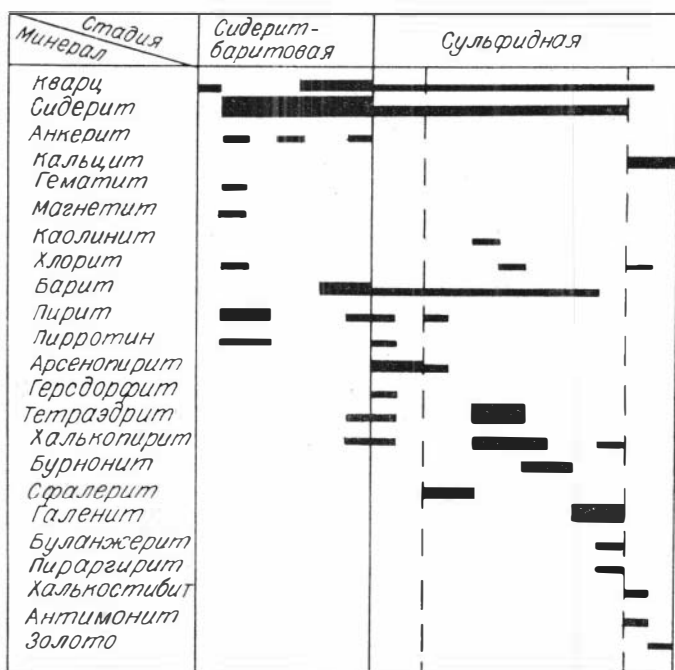


Рис. 26. Последовательность минералообразования на серебро-свинцовых месторождениях Кер-Д'Ален (по данным [Mitcham, 1952]).

жины преимущественно сидерит-тетраэдритового, сидерит-жемсонитового состава.

Аналогичное оруденение отмечается и во многих районах Австрии: Кицбюэль, Шварц-Брикслег в Тироле, Миттенберг в Зальцбурге, а также в Штирии и Каринтии. Здесь известны многочисленные разрабатывавшиеся в прошлом небольшие по масштабам серебро-сурьмяные и серебро-свинцовые месторождения. Они представляют собой жилы, жильные зоны сидеритового состава с сульфосолями и сульфидами Cu, Pb, Ag, арсенидами и сульфоарсенидами Ni, Co и Fe, самородным серебром и другими минералами. Вмещающими породами являются палеозойские метаморфические сланцы, гнейсы, кварциты и реже терригенно-карбонатные, часто гипсоносные отложения перми и триаса. Серебряные месторождения этого региона отличаются разнообразием минеральных типов руд: швацитовый (Швац), бурнонитовый, халькопиритовый, тетраэдритовый и др.

Широко развиты серебро-свинцовое и серебро-сурьмяное оруденения в ряде рудных районов Северной Америки. Наиболее известен рудный район Кер-Д'Ален [Mitcham, 1952; Хоббс, Фрикленд, 1972; и др.]. Этот район сложен докембрийскими слабо метаморфизованными породами серии Белт (аргиллиты, сланцы, кварциты, известняки). Они прорваны монзонитовыми интрузиями мелового возраста и более молодыми третичными (?) дайками диабазов и лампрофиров.

**Минеральный состав руд серебряных месторождений рудного района Кер-Д'Ален
(по [Mitcham, 1952])**

Рудные минералы	Нерудные минералы	Рудные минералы	Нерудные минералы
<i>Главные</i>		<i>Редкие</i>	
Галенит Тетраэдрит Сфалерит	Сидерит	Марказит Полибазит Прустит Пираргирит Пирротин Антимонит Уранинит Шеллит Золото Гематит Сильванит Магнетит Клаусталит	Альбит Хлорит Серицит Каолинит Флюорит Доломит
<i>Второстепенные</i>			
Халькопирит Бурнонит Арсенопирит Пирит Герсдорфит Буланжерит	Кварц Барит Кальцит Анкерит		
<i>Редкие</i>			
Халькостибит Джемсонит			

В докембрийских породах выявлено 12 рудных зон (поясов) с сидерит-сульфидной минерализацией. Протяженность таких зон до 20 км при ширине 300—1000 м. На некоторых участках оруденение в этих зонах прослежено на глубину до 2000 м. Рудные зоны представлены, как правило, сериями сидеритовых жил с сульфидами Cu, Pb, Zn, сульфосолями и сульфоарсенидами. Выделяются участки сидерит-галенит-сфалеритового (Пейдж, Банкер-Хил и др.), сидерит-галенит-тетраэдритового (Саншайн, Кер-Д'Ален, Мой) и сидерит-тетраэдритового (Галина) состава. На уч. Сильвер-Саммит широко развиты арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта. В пределах некоторых рудных зон (Пейдж-Галина) наблюдается переход существенно свинцово-цинкового оруденения в серебро-сурьмяное. Минеральный состав руд достаточно сложен (рис. 26, табл. 7). Преобладают в основном галенит, тетраэдрит, сфалерит и халькопирит, в меньших количествах отмечаются бурнонит, пирит, арсенпирит, буланжерит, пираргирит, герсдорфит и др. Жильные минералы представлены сидеритом, кварцем, баритом и анкеритом. Содержание серебра в рудах колеблется от 200 г/т (для свинцово-цинковых) до 1000 г/т и более (для серебро-сурьмяных), основным его носителем является тетраэдрит.

Рудные жилы являются более поздними по отношению к монитовым интрузиям, но сами пересекаются дайками диабазов и лампрофиров.

Серебряное оруденение района Кер-Д'Ален по минеральному составу, зональности и последовательности формирования минеральных парагенезисов во многом сходно с оруденением района Зигерланд-Вид (рис. 27). В этих районах не проявлено оловянно-вольфрамовое оруденение, характерное для большинства ранее описанных.

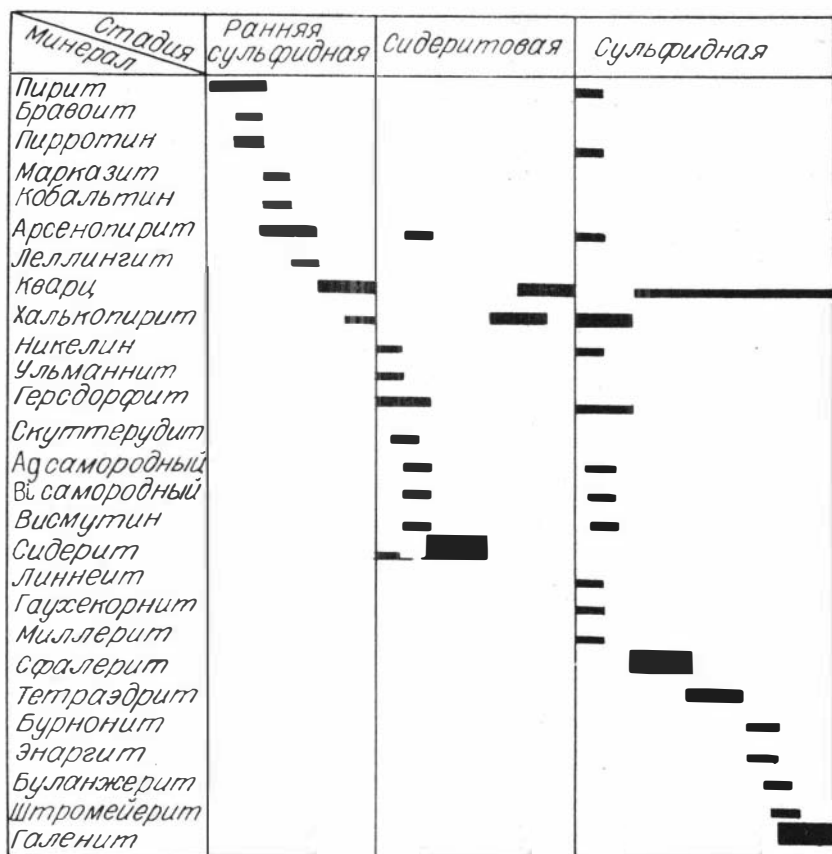


Рис. 27. Последовательность минералообразования серебро-свинцового оруденения района Зигерланд-Вид [Sideriterzgänge..., 1985].

Сидеритовые жилы с сульфосолями меди, серебра, свинца известны и в целом ряде других регионов: Якутии [Индолев, Невойса, 1974], Приморье [Финашин, 1985; Василенко, Стрижкова, 1987], а также Британской Колумбии, на Юконе, в Боливии, Пиренеях и многих других.

ГЛАВА III

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на многовековую историю эксплуатации серебро-сурьмяных месторождений (Памир, Таласс, Центральная Европа), наши

знания о минеральном составе руд и их геохимических особенностях и околорудных метасоматитах были до последнего времени далеко не полными. Это объясняется, вероятно, и тем, что эти месторождения относились к числу “забытых”, так как эксплуатация многих из них была закончена еще в средние века. В последнее время появилась необходимость обобщить данные о вещественном составе руд серебро-сурьмяных месторождений с учетом новых сведений, полученных на недавно открытых проявлениях.

Первые сведения о минеральном составе руд месторождений этого типа содержатся в работах В. Линдгрена [1934], Г. Шнейдерхена [Schneiderhöhn, 1941, 1958], К. Рейсора [Rasor, 1934], М. Вилларда [Willard, 1941] и других исследователей, описавших серебряную минерализацию в сидеритовых жилах среди терригенных отложений. Позже были проведены более детальные исследования минералогии серебро-свинцовых и серебро-сурьмяных руд Кер-Д’Алена [Mitcham, 1952; Хоббс, Фриклунд, 1972], Фрайберга [Baumann, 1958, 1965, 1968], Западного Верхоянья [Ивсенсен, Проценко, 1961; Индолев, Невойса, 1974; Флёрв, 1976; и др.], Корнуолла и Девона [Beer, 1979; Бир, 1982], Зигерланда [Sideriterzgänge..., 1985; Минеральные месторождения Европы, 1988], а также швацитовых (барит-блеклорудных) месторождений Спишско-Гемерского рудогорья в Словакии [Varček, 1965, 1984; Bernard, 1961, 1965; Ilavský, 1957; Минеральные месторождения Европы, 1988; Haber, 1980; Rudnianske rudne pole, 1985; и др.] и Горного Алтая [Геология и генезис..., 1978]. Все эти сведения в большей мере относились к месторождениям серебро-свинцовой и ртутной рудных формаций, родственных серебро-сурьмяной и имеющих с ней переходные по составу руд минеральные типы (рис. 28, 29). Тем не менее в этих работах достаточно детально описаны минеральный состав, стадийность и геохимия руд по крайней мере двух минеральных типов серебро-сурьмяной формации: галенит-сфалеритового и швацитового. Сведения по еще одному типу этой рудной формации (джермсонитовому) были приведены в работах А.Я. Коледы [1974, 1983, 1990] по Таласскому Алатау.

Авторами данной работы проведены детальные исследования минерального состава 50 месторождений и рудопроявлений серебро-сурьмяной рудной формации из основных районов ее проявления: Юго-Восточного Алтая — Северо-Западной Монголии (Юстыдский, Толбонурский, Хархиринский и другие рудные узлы), Южного Памира (Базардаринский, Марджанайский рудные узлы), Таласского Алатау (Кумыштагский рудный узел), Алайского хребта (Чалкуйрюкский рудный узел) и других регионов. Материал этих исследований наряду с литературными данными предыдущих исследователей позволил выделить эти месторождения в качестве нового формационного типа — серебро-сурьмяного, весьма своеобразного по минеральному составу и геохимическим особенностям руд [Оболенский, 1984, 1985; Борисенко и др., 1984, 1986, 1987; Павлова, 1987; Павлова и др., 1990].

Минеральный состав руд серебро-сурьмяных месторождений исключительно разнообразен, что нашло свое отражение в выделении

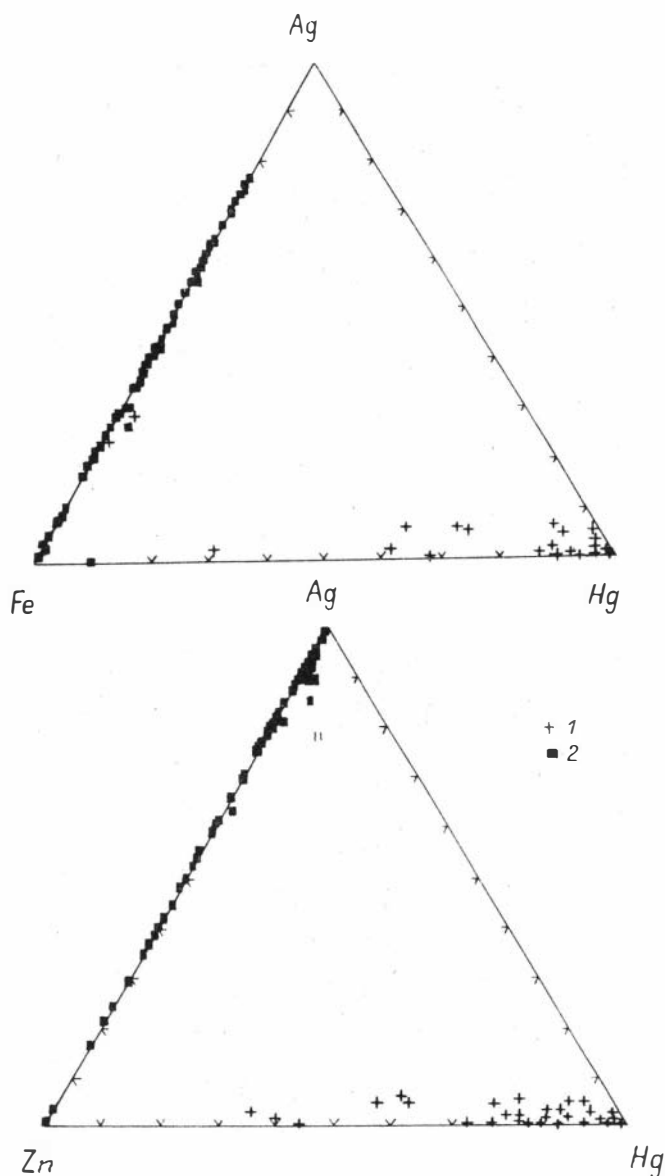


Рис. 29. Соотношение содержаний ртути, серебра, железа и цинка в блеклых рудах серебро-сурьмяных месторождений.
1 – ртутные месторождения, 2 – серебро-сурьмяные.

восьми минеральных типов руд: тетраэдритового, халькостибитового, цинкениитового, бурнонитового, джемсонитового, галенит-сфалеритового, швацитового и халькопиритового. Они отражают не только различия в составе главных рудных минералов, но и геохимическую

специфику руд. В рудах этих месторождений к настоящему времени установлено более 100 минералов (см. рис. 29), большая часть из которых принадлежит к различным сульфосолям меди, свинца и серебра, определяющим сульфосольный состав руд. Резко преобладают сурьмяные сульфосоли. В значительных количествах в рудах отмечаются сульфиды меди, свинца, цинка, железа, висмута. Особую и весьма характерную группу рудных минералов этих месторождений составляют арсениды, сульфоарсениды и сульфиды никеля, кобальта и железа. При столь большом разнообразии рудных минералов жильные представлены достаточно простым и постоянным набором карбонатов: сидерит (главный), анкерит и кальцит в ассоциации с кварцем. В переменных количествах отмечаются барит, флюорит, цеолит, доломит и глинистые минералы. Большим разнообразием минерального состава отличается и зона окисления серебро-сурьмяных месторождений.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Рудные минералы на большинстве серебро-сурьмяных месторождений составляют в среднем около 10 % объема минеральной массы сидеритовых жил. В ряде случаев (Асхатин, Озерное, Акджилга и др.) содержание их в рудах может быть значительно выше и достигать 50—80 % объема. И напротив, во многих рудных узлах отмечается большое количество и “пустых” сидеритовых жил, практически лишенных каких бы то ни было рудных минералов. Разнообразие минеральных видов в серебро-сурьмяных рудах охватывает классы и подклассы систематики минералов: самородных металлов и полуметаллов, неметаллов, сульфидов, арсенидов, сульфосолей, сульфоарсенидов, окислов и гидроокислов. Однако лишь небольшая группа из них отмечается в ощутимых количествах. Минералов, содержание которых в рудной массе (сульфидном концентрате) превышает 50 %, немного: блеклые руды, халькостит, цинкениит, бурнонит, джемсонит, галенит, сфалерит, халькопирит. Значительно больше группы второстепенных (50—10 % рудной массы) и редких (≈ 10 %) минералов.

Главные рудные минералы

На месторождениях серебро-сурьмяной рудной формации наиболее распространены минералы семейства блеклых руд. В соответствии с систематикой, предложенной Н.Н. Мозговой [1983], можно выделить два минеральных вида — тетраэдрит и фрейбергит, а также несколько разновидностей: теннантит-тетраэдрит, Hg-тетраэдрит и Hg-теннантит-тетраэдрит. В табл. 8 приведены данные о составе блеклых руд в месторождениях разных минеральных типов.

Т е т р а э д р и т ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) — главный и наиболее характерный минерал серебро-сурьмяных месторождений; представлен зернистыми агрегатами, редко — кристаллами тетраэдрического облика

Результаты рентгеноспектрального микроанализа блеклых руд, мас. %

№ анализа	Месторождение	Fe	Cu	Zn	Ag	As	Sb	Hg	Pb	Bi	Sn	Cd	S	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

Тетраэдритовый минеральный тип

Т е т р а э д р и т

1	Асхатин	6,6	37,1	0,43	0,29	1,4	28,1	—	0,0	2,64	—	—	24,7	101,26
2	»	6,2	36,8	0,81	1,9	3,6	24,8	—	0,0	0,0	—	—	25,6	99,71
3	»	6,5	36,6	0,38	2,6	0,96	27,9	$3,7 \cdot 10^{-4}$ *	0,0	0,12	—	—	25,0	100,06
4	»	6,1	36,6	0,47	2,1	1,7	27,1	$6 \cdot 10^{-2}$ *	0,0	0,34	—	—	25,0	99,41
5	»	5,3	38,0	1,8	0,60	0,0	27,5	0,09	0,07	1,11	—	—	24,8	99,27
6	»	6,3	37,7	0,84	0,64	0,0	26,5	0,03	0,17	1,42	—	—	24,9	98,50
7	»	5,4	37,0	1,73	1,4	0,0	27,2	0,05	0,08	1,68	—	—	24,4	98,94
8	»	4,9	37,1	2,25	1,4	0,0	26,1	0,0	0,06	1,99	—	—	24,3	98,10
9	»	6,1	36,8	0,81	1,5	0,0	26,3	0,01	0,15	2,13	—	—	24,6	98,40
10	Толбонур	2,0	37,4	5,5	0,22	0,19	29,0	—	0,03	0,05	—	—	25,1	99,49
11	»	2,5	37,9	5,2	0,21	1,2	27,4	—	0,01	0,05	—	—	25,4	99,87
12	Акджилга	6,5	38,0	0,48	0,79	2,1	24,7	0,09	0,06	0,36	0,15	—	25,2	98,43
13	»	6,4	33,7	0,54	6,10	2,3	25,1	0,10	0,09	0,35	0,00	0,24	24,4	99,32
14	»	6,3	31,5	0,36	9,5	1,3	24,8	0,0	0,13	0,14	0,11	—	24,4	98,54
15	Верх.Акджилга	5,9	29,2	0,57	13,2	0,54	26,5	0,06	0,08	0,25	0,29	0,89	23,4	100,88
16 ⁽¹⁾	Михаэли (р-н Ираковце)	7,29	32,43	3,34	0,12	1,36	26,13	0,58	0,04	0,22	—	0,03	24,41	95,95

17 ⁽¹⁾	То же	5,62	36,77	3,03	0,42	2,33	24,31	0,22	0,06	0,25	—	—	23,02	96,03
18 ⁽¹⁾	Словинки	3,57	37,61	2,71	0,44	1,46	26,80	0,3	—	0,65	—	0,03	25,22	98,79
19 ⁽²⁾	»	2,54	38,66	2,20	0,26	2,54	25,09	1,10	—	—	—	—	24,44	98,98
20 ⁽²⁾	»	4,50	40,98	2,18	0,25	2,84	25,64	0,46	—	—	—	—	25,04	101,89

Т е т р а э д р и т - т е н н а н т и т

21	Толбонур	6,9	40,0	0,40	0,08	9,4	15,4	—	0,0	0,15	—	—	27,2	99,53
22	»	6,7	39,8	0,70	0,23	8,9	15,9	—	0,05	0,30	—	—	26,7	99,28
23	Акджилга	5,9	37,4	1,5	3,03	8,9	14,1	—	0,12	0,36	—	—	26,4	97,71
24	»	4,9	37,6	1,6	5,3	13,6	6,3	0,03	0,11	4,9	0,04	0,06	25,4	99,84
25	»	5,6	29,6	1,6	14,3	14,6	5,8	0,04	0,17	4,1	0,03	0,12	25,7	101,66
26	Верх. Акджилга	6,4	39,1	0,52	0,68	6,9	17,5	—	0,12	0,89	—	—	26,2	98,31
27	» »	6,2	35,7	0,58	1,76	7,3	15,9	—	0,30	5,44	—	—	25,9	99,08
28	» »	5,7	31,7	0,85	15,4	6,8	14,6	—	0,07	0,64	0,11	—	23,6	99,47
29 ⁽²⁾	Словинки	5,03	40,49	1,88	0,48	5,57	21,50	0,17	—	—	—	—	23,89	99,01
30 ⁽²⁾	»	7,07	41,60	0,73	0,04	17,32	4,36	0,07	—	—	—	—	24,62	95,81

Ф р е й б е р г и т

31	Акджилга	5,93	21,87	0,34	20,36	0,0	25,85	0,07	0,25	0,65	0,15	—	23,07	98,54
32	»	6,12	17,86	0,01	26,58	0,0	26,53	0,10	0,0	0,15	0,0	0,14	21,18	98,67

Халькопиритовый минеральный тип

Т е т р а э д р и т

33	Теплоключенское	5,93	37,75	1,00	0,94	0,0	28,19	0,0	0,0	0,0	—	0,01	25,24	99,06
----	-----------------	------	-------	------	------	-----	-------	-----	-----	-----	---	------	-------	-------

Швацитовый минеральный тип

Т е т р а э д р и т

34 ⁽²⁾	Гельница	3,42	38,60	3,57	0,23	0,76	27,73	0,97	—	0,54	—	—	24,78	100,60
-------------------	----------	------	-------	------	------	------	-------	------	---	------	---	---	-------	--------

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
35 ⁽²⁾	Гельница	3,48	38,49	3,54	0,27	0,84	29,11	1,06	—	0,36	—	0,02	24,78	101,85
36 ⁽²⁾	»	3,78	38,16	3,19	0,34	0,70	27,45	1,26	—	0,64	—	—	24,72	100,24
37 ⁽⁵⁾	Рудняны	5,80	43,40	0,70	0,00	3,90	18,30	0,0	—	—	—	—	25,70	97,80
38 ⁽²⁾	»	4,82	39,29	1,20	0,14	2,82	26,26	2,20	—	—	—	—	23,81	100,54
39 ⁽⁵⁾	»	3,60	43,80	0,60	0,10	2,60	17,90	3,6	—	—	—	—	25,00	97,20
40	Сагсай	0,04	45,72	1,07	0,17	3,72	22,22	2,27	—	0,05	—	0,02	23,86	99,14
41	»	1,10	39,03	4,86	0,05	1,18	25,96	3,70	—	0,05	—	0,03	24,91	100,87

П г-тетраэдрит

42 ⁽⁵⁾	Рудняны	3,00	35,80	0,40	0,30	3,00	22,80	11,00	—	0,70	—	—	24,50	101,80
43	Сагсай	0,68	35,99	3,00	0,21	3,70	20,09	12,06	—	0,35	—	0,06	23,21	99,35
44	»	0,00	35,76	2,87	0,03	1,74	22,05	13,07	—	0,14	—	0,03	22,14	97,83
45	»	0,12	34,04	1,37	0,35	0,74	24,50	16,90	—	0,08	—	—	22,96	101,06

Теннантит-тетраэдрит

46 ⁽⁵⁾	Рудняны	4,60	46,00	0,60	0,0	5,00	18,90	0,0	—	—	—	—	24,00	99,10
47 ⁽⁵⁾	»	5,60	42,60	0,80	0,10	5,30	20,80	0,0	—	—	—	—	25,30	100,50
48 ⁽⁵⁾	»	2,40	43,90	0,60	0,00	5,40	18,50	0,9	—	—	—	—	24,30	96,20
49 ⁽⁵⁾	»	5,30	39,20	1,30	1,40	6,20	19,9	0,10	—	—	—	—	25,70	99,10
50 ⁽⁵⁾	»	5,40	39,20	1,20	1,20	5,50	21,20	0,20	—	—	—	—	25,50	99,40
51 ⁽²⁾	Гельница	4,59	40,01	2,53	0,20	6,12	19,54	0,69	—	0,54	—	0,02	27,22	101,46
52 ⁽²⁾	»	4,95	40,21	2,35	0,14	4,99	18,91	0,74	—	0,29	—	—	26,38	98,96
53 ⁽²⁾	Рудняны	5,23	38,96	0,89	0,13	7,49	19,32	1,77	—	2,61	—	—	24,51	100,91

54 ⁽²⁾	»	5,14	39,07	0,99	0,24	7,72	18,61	2,43	—	1,99	—	—	24,85	101,04
55	Джылкыдал	0,82	40,3	5,3	0,05	16,0	5,7	0,02	0,03	0,01	—	0,05	27,5	95,78

Hg-геннантит-тетраэдрит

56 ⁽²⁾	Рудияны	3,90	38,10	1,20	0,20	6,90	17,00	7,00	—	0,70	—	—	25,60	100,60
57 ⁽⁶⁾	»	1,9	37,3	2,2	0,10	6,0	17,7	11,7	—	—	—	—	24,1	99,50
58 ⁽⁵⁾	»	0,70	39,20	0,40	—	4,80	16,40	15,70	—	—	—	—	22,80	101,60
59 ⁽⁵⁾	»	0,40	34,60	0,30	0,30	5,20	18,20	19,80	—	—	—	—	25,30	100,50
60 ⁽³⁾	Джылкыдал	0,10	38,3	3,4	—	9,7	12,6	11,7	—	—	—	—	25,1	100,90
61	»	0,08	34,7	1,9	0,13	6,1	16,7	16,3	0,0	0,14	—	0,0	24,7	100,75
62 ⁽³⁾	Кокури	0,07	35,8	2,09	—	8,66	13,5	16,2	—	—	—	—	23,7	100,02
63	Сагсай	3,5	39,1	0,14	0,02	5,0	19,3	7,2	—	0,14	—	0,02	24,8	99,22
64	»	0,34	37,4	2,3	0,32	8,7	12,8	14,6	—	0,17	—	0,02	23,1	99,75
65	»	0,12	34,8	0,03	0,22	4,7	16,7	21,2	—	0,12	—	0,0	22,4	100,29

Халькостибитовый минеральный тип

Тетраэдрит

66	Пограничное	6,4	38,2	0,73	1,2	2,7	23,8	0,0	0,09	0,46	—	—	25,4	98,98
67	»	6,1	37,3	1,21	1,2	2,8	23,7	0,13	0,14	0,69	—	—	25,0	98,27
68	»	6,4	36,6	0,72	2,2	0,27	27,8	$1,9 \cdot 10^{-3}$	—	0,03	—	—	24,3	98,32
69	Асхатин	6,6	37,1	0,08	1,5	0,0	28,8	0,0	0,15	0,18	—	—	25,1	99,51

Бурнонитовый минеральный тип

Тетраэдрит

70	Озерное	2,8	38,5	3,9	0,02	0,0	29,0	0,02	0,23	0,0	—	—	24,4	98,87
----	---------	-----	------	-----	------	-----	------	------	------	-----	---	---	------	-------

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
71	Озерное	3,2	38,2	4,1	0,23	0,0	29,2	0,08	0,0	0,02	—	—	24,7	99,73
72	»	3,4	37,1	1,2	1,4	2,8	26,3	—	0,07	0,39	—	—	25,5	98,16
73	»	6,7	35,5	0,68	2,6	0,0	29,2	0,0	0,0	0,14	—	—	24,3	99,12
74	»	6,7	35,3	1,0	3,0	0,0	29,2	0,0	0,0	0,0	—	—	24,7	100,90

*Цинкениитовый минеральный тип**Тетраэдрит*

75	Кара-Оюк	6,6	37,7	0,50	1,2	0,11	28,2	0,08	—	0,12	—	—	24,1	98,61
76	»	6,6	37,5	0,57	1,06	0,10	28,6	0,01	—	0,01	—	—	24,2	98,45

*Джемсонитовый минеральный тип**Тетраэдрит*

77	Бассат	2,66	36,30	4,67	3,85	0,0	28,89	—	0,08	0,17	—	—	24,39	101,01
78	»	3,40	34,52	3,74	4,63	0,0	28,57	—	0,17	0,0	—	—	24,57	99,60
79	»	3,45	33,88	3,74	5,42	0,0	29,05	0,02	0,13	0,0	—	—	24,60	100,29
80	Кумынтаг	5,45	32,92	1,69	7,12	0,0	28,42	0,0	0,0	0,80	—	0,09	23,91	100,40
81	»	5,44	32,23	1,66	8,06	0,0	28,81	0,0	0,0	0,69	—	0,11	23,39	100,39
82	»	5,46	33,33	1,58	7,18	0,0	27,74	—	0,14	0,09	0,14	—	23,16	98,82
83	Бассат	3,73	30,56	3,38	10,28	0,65	26,78	0,20	0,09	0,12	—	—	24,01	99,80
84	Кумынтаг	5,18	28,13	1,44	14,01	0,0	27,70	—	0,09	0,10	0,17	—	23,50	100,32
85	»	5,64	25,80	1,12	16,53	0,0	27,07	—	0,0	0,0	—	0,17	23,30	99,63
86	»	5,60	26,16	1,02	16,78	0,0	26,94	—	0,0	0,0	—	0,17	23,63	100,30

87	Тюктыо-Арча	5,38	36,38	2,22	0,26	0,39	26,25	—	0,0	2,76	—	—	24,92	98,56
88	»	5,20	37,36	2,27	0,31	0,47	26,54	0,22	0,02	3,08	—	—	25,50	98,97
89	»	5,52	37,45	1,71	0,27	3,29	19,61	0,20	0,14	5,55	—	—	25,05	98,79

Галенит-сфалеритовый минеральный тип

Т е т р а э д р и т

90	Перевальное	0,09	34,36	7,52	5,96	2,84	23,16	0,07	0,15	0,03	0,12	0,50	25,15	99,95
91	»	0,16	27,05	4,15	12,62	0,0	25,68	3,21	0,12	0,02	0,14	3,47	23,02	99,64
92	Чаган-Гол	3,4	28,6	2,4	12,1	0,16	27,7	0,05	0,0	0,0	—	—	24,0	98,41
93 ⁽⁴⁾	Чочимбалское	3,52	30,43	4,23	11,15	4,33	21,96	—	0,0	—	—	—	24,55	100,57
94 ⁽⁴⁾	Раннее	1,89	31,22	5,88	8,30	2,11	26,64	—	0,0	—	—	—	24,07	100,11
95 ⁽⁷⁾	Сангайн	—	10,7	—	0,67	0,85	6,0	—	—	—	—	—	—	—
96 ⁽⁷⁾	»	5,05	33,70	—	5,74	1,18	25,90	—	0,20	—	—	—	24,10	—
97 ⁽⁷⁾	»	—	26,2	—	11,21	—	26,1	—	—	—	—	—	—	—

Ф р е й б е р г и т

98	Чаган-Гол	5,2	16,2	2,8	18,9	0,13	27,0	—	0,07	0,0	—	—	23,3	99,35
99	»	5,2	16,2	2,8	29,0	0,10	26,5	—	0,07	0,0	—	—	21,2	100,10
100	Перевальное	0,02	22,37	7,10	19,53	0,0	25,52	0,05	0,42	0,17	0,15	0,18	22,72	98,23
101	»	4,98	15,61	1,65	30,31	0,0	25,41	0,06	0,13	0,09	0,13	0,31	21,03	99,71
102	»	4,99	14,11	1,30	32,02	0,0	24,90	0,04	0,21	0,11	0,15	0,35	20,52	98,70

П р и м е ч а н и е. Звездочкой отмечена ртуть, определенная атомно-абсорбционным методом (аналитик Л.В. Гущина).

(1) — химические анализы тетраэдрита [Набер, 1980]; (2) — данные П.Н. Мозговой и А.Н. Цепина [1983]; (3) — данные В.И. Васильева [Геология и генезис..., 1978]; (4) — химические анализы тетраэдрита [Исидоров, Невоиса, 1974]; (5) — данные Roiković, Kristin [1978]; (6) — данные Charlat, Levy [1976]; (7) — химические анализы тетраэдрита [Mitcham, 1952].

размером до 5 см, образует гнезда, прожилки и вкрапленность в сидеритовых жилах. Иногда даже выполняет жилу почти на полную мощность (до 2,5 м, месторождение Асхатин). Тетраэдрит установлен на всех месторождениях серебро-сурьмяной формации, но явно преобладает среди прочих рудных минералов лишь в рудах тетраэдритового типа. В рудах других минеральных типов чаще всего бывает второстепенным, редким — на проявлениях халькопиритового типа.

Состав минерала характеризуется значительным количеством элементов-примесей (%)^{*}: Ag — до 17, Fe — до 7, Zn — до 7,5, As — до 4, Bi — до 5,5, Pb — до 0,2, Hg — до 3,7, Sn — до 0,3, Cd — до 3,4. При содержаниях As и Hg более 1 атома в формуле рассматриваются соответствующие разновидности тетраэдрита.

Этот минерал является основным носителем серебра в рудах серебро-сурьмяных месторождений. Содержания Ag в нем меняются в широком интервале от 0 до 17 %. Анализируя собственный материал по многим месторождениям, мы пришли к выводу, что концентрация серебра в тетраэдрите зависит от количества этого минерала в руде. Когда его в руде много, серебро как бы “разубоживается” на весь объем тетраэдрита и содержание его там не превышает 2—3 % (месторождение Асхатин), и наоборот, чем меньше доля тетраэдрита в общем объеме сульфидов, тем выше содержание в нем серебра (месторождения Кумыштаг, Акджилга).

Низкие содержания серебра в целом характерны для блеклых руд из месторождений швацитового типа (до 1,4 %).

Железо и цинк — обычные для тетраэдрита примеси. Установлена обратная корреляция содержаний этих элементов. Тетраэдриты из руд галенит-сфалеритового типа отличаются более низкими содержаниями железа и более высокими цинка (см. табл. 8). Самые низкие содержания железа — в блеклых рудах из месторождений швацитового типа.

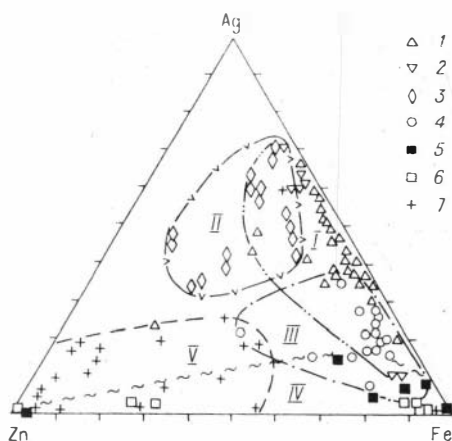
Для тетраэдритов серебро-сурьмяной формации в целом характерны повышенные содержания висмута, что показано на примере Юстыдского (см. табл. 8, ан. 5—9), Кумыштагского и Базардаринского рудных узлов (ан. 24—27, 88, 89). Однако наиболее высокие содержания этого элемента установлены только в тех парагенезисах, где отсутствуют другие минералы, входящие Bi в структуру которых было бы энергетически более выгодно (халькостибит, цинкениит и др.). Так, в ассоциации с халькостибитом тетраэдрит содержит висмут в небольших количествах.

Олово и кадмий — характерные элементы-примеси для блеклых руд Акджилгинского рудного узла. В количестве 0,п % они отмечаются и в тетраэдритах Кумыштагского рудного узла. В этих рудных узлах серебро-сурьмяное оруденение пространственно сближено или совмещено с оловянным. Мышьяковая разновидность тетраэдрита (т е н н а н т и т - т е т р а э д р и т) встречается в рудах тетраэдритового и швацитового типов, причем в последнем случае, как правило, содержит ртуть (0,п — 21 %). Теннантит-тетраэдрит, по

^{*}Здесь и далее имеется в виду массовый процент.

Рис. 30. Соотношение содержаний цинка, серебра и железа в блеклой руде серебро-сурьмяных месторождений.

1–7 — месторождения (1 — Акджилга, 2 — Верх. Акджилга, 3 — Кумыштагское, 4 — Асхатин, 5 — Шарабурское, 6 — Толбонурское, 7 — ртутные (швацитовые) месторождения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии). Поля составов блеклой руды: I–IV — рудные узлы (I — Акджилгинский, II — Кумыштагский, III — Асхатинский, IV — Толбонурский); V — ртутные (швацитовые) месторождения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии.



нашим наблюдениям, появляется обычно в ассоциации с более ранними арсенопиритом и леллингитом (месторождения Акджилга, Верх. Акджилга, Толбонур, Рудняны, Гельница), что может свидетельствовать о переотложении мышьяка из более ранних мышьякособержащих парагенезисов. Характерно, что мышьяковистость руд часто коррелируется с содержанием барита в рудах (Сагсай, Рудняны, Толбонур и др.).

Ртутьсодержащие разновидности блеклых руд отличают месторождения швацитового типа, хотя следует отметить, что ртуть почти всегда входит в состав тетраэдритов и на месторождениях других минеральных типов, хотя и в значительно меньших количествах. Появление ртути содержащих блеклых руд на серебро-сурьмяных месторождениях всегда сопровождается баритом, что и послужило основой для выделения кварц-барит-блеклорудного типа ртутных месторождений [Геология и генезис..., 1978].

Hg-блеклые руды отличаются, как уже было отмечено выше, низкими содержаниями железа и серебра и повышенными — цинка, причем между железом и ртутью устанавливается обратная корреляция (рис. 30).

Тетраэдрит отмечается в составе разных минеральных ассоциаций в рудах разных минеральных типов. Для халькопиритового и тетраэдритового минеральных типов характерен парагенезис тетраэдрита с халькопиритом, которые цементируют более ранние сульфиды — пирит, марказит, пирротин, арсенопирит. Вместе с ними в его составе довольно часто, хотя и не всегда, могут в незначительных количествах присутствовать галенит и сфалерит (галенит-сфалеритовый тип). В рудах халькостибитового и отчасти тетраэдритового минеральных типов ведущим является парагенезис тетраэдрита с халькостибитом. На месторождении Асхатин выделяется две генерации тетраэдрита. Тетраэдрит-1 с включениями кристаллов антимонита, хробетсуита, Sb-висмутита и редкого Bi-бертьерита кристаллизовался близко одновременно с халькостибитом, замещая его, а более поздний тетраэдрит-2 образует в нем прожилки. В Толбонурском рудном узле тетраэдрит-2 замещает теннантит-тетраэдрит первой генерации (рис. 31). На месторождении Акджилга в эту ассоциацию входят

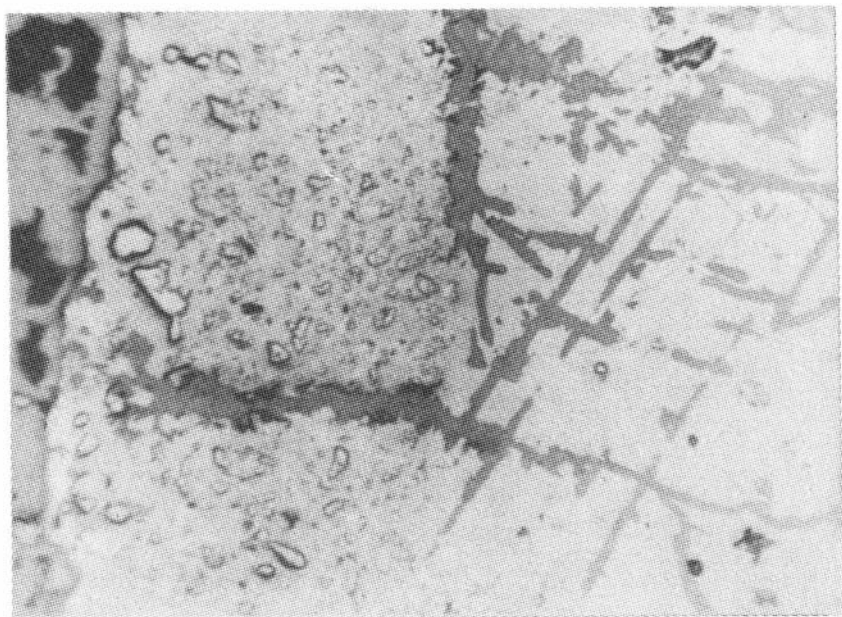


Рис. 31. Прожилок тетраэдрита-2 (As до 3,0 %) с арсенопиритом и халькопиритом в теннантите-тетраэдрите-1. Месторождение Шарабурег. Увел. 110.

также висмутин и Sb-густавит, кристаллы которых в виде включений находятся в тетраэдрите, а также сфалерит, станнин, пирит и другие минералы.

В рудах Озерного месторождения (бурнонитовый минеральный тип) тетраэдрит ассоциирует с более поздними бурнонитом и семсейитом, халькопиритом, самородным висмутом. Бурнонит и семсейит замещают тетраэдрит, который наблюдается в них в виде густой вкрапленности реликтовых зерен.

Ассоциация тетраэдрита с цинкенимом и джемсонитом характерна для цинкенимового типа руд (рудопоявление Кара-Оюк). Тетраэдрит в этой ассоциации является более поздним минералом, цементирует и замещает игольчатые сульфосоли.

В месторождениях галенит-сфалеритового типа тетраэдрит встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, фрейбергитом, бурнонитом, буланжеритом. Он кристаллизуется близко одновременно с галенитом и сфалеритом, иногда содержит реликты халькостибита, замещается бурнонитом и халькопиритом.

В рудах джемсонитового типа (месторождение Кумыштаг) тетраэдритом первой генерации выполнены интерстиции агрегатов игольчатых свинцово-сурьмяных сульфосолей, локализующихся в кварцевых прожилках, которые секут сидеритовые жилы. В минерале отмечается вкрапленность самородного Bi и кристаллов Bi-андорита и Sb-густавита. Тетраэдрит второй генерации встречается в кальцитовых прожилках в ассоциации с пиритом, халькопиритом, джем-

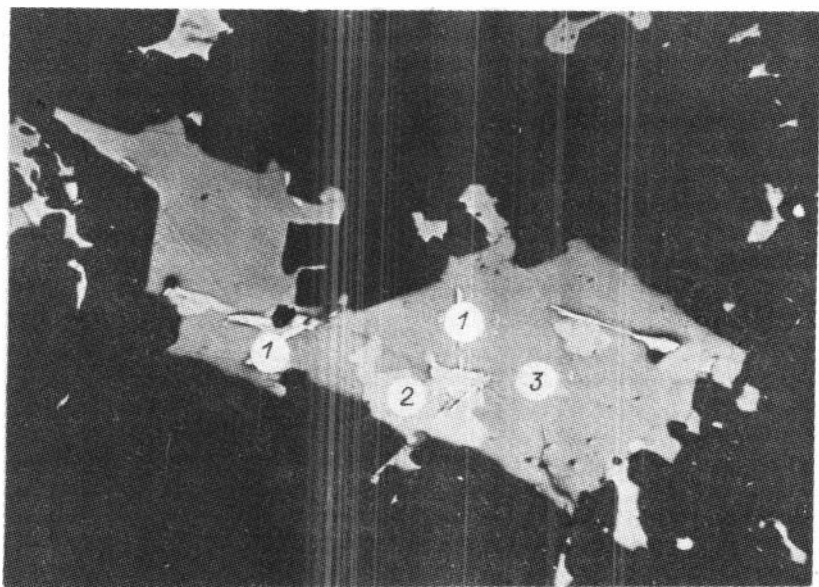


Рис. 32. Реликты бурнонита (2) с вкрапленностью кристаллов джемсонита (1) в тетраэдрите (3). Месторождение Кумыштаг. Увел. 100.

сонитом, антимонитом. Характерно почти полное отсутствие As в составе минерала и наличие реликтов замещаемого им бурнонита в отличие от описанных выше ассоциаций (рис. 32).

В швацитовом типе руд Hg-содержащая блеклая руда приурочена к кварц-сидерит-баритовым жилам. Она встречается в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, иногда с полидимитом (Сагсай), висмутовыми сульфосолями (Рудняны). Отмечаются структуры замещения ранних сульфоарсенидов и сульфидов Fe, Ni и Co минералами основной продуктивной стадии.

В зоне гипергенеза тетраэдрит замещается вторичными минералами — халькозином и ковеллином, а при более глубоком окислении — малахитом, азурином и гидроокислами железа. При этом Ag и Cu выделяются в самородном состоянии в виде вкрапленности или кайм вокруг реликтов тетраэдрита. Изменение ртути содержащих разностей этого минерала приводит к образованию вторичной порошковой киновари [Васильев, 1965].

Фрейбергит рассматривается как самостоятельный минеральный вид при содержании Ag, превышающем 4 атома в формуле [Мозгова, Цепин, 1983]. Встречается в составе руд тетраэдритового типа (месторождение Акджилга) и галенит-сфалеритового (рудопрооявления Перевальное, Чаган-Гол). Содержания Ag в минерале варьируют от 19 до 32 %. Фрейбергит встречается в несколько иных ассоциациях, нежели тетраэдрит, так как его образование связано с более поздними стадиями рудоотложения. В рудах Акджилгинского рудного узла он обнаружен в виде тонкой вкрапленности в прожилках, сложенных мелкозернистым (иногда халцедоновидным) ква-

рцем и диккитом и секущих сидерит-тетраэдритовые жилы. Фрейбергит ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, бурнонитом, семсейитом, физелиитом, диафоритом, пираргиритом, митаргиритом. Его появление в составе более поздних прожилков может быть связано с частичным переотложением раннего тетраэдрита. Во фрейбергите по трещинам, не выходящим за пределы его зерен, развиваются самостоятельные серебряные сульфосоли (Sb-матильдит, арамайит, бенжаминит).

На рудопоявлениях Чаган-Гол, Перевальное фрейбергит входит в состав галенит-сфалеритовых прожилков. На Чаган-Голе он содержит реликты халькостибита и замещается бурнонитом и халькопиритом. На Перевальном находится в сростаниях с галенитом, бурнонитом, пираргиритом, сфалеритом, пересекается халькопиритовыми прожилками.

Для фрейбергита характерно разложение под действием светового и электронного излучения с выделением металлического серебра в основном вдоль дефектов поверхности и по границам зерен. Подобное явление описано О.В. Балицкой с соавторами [1989].

Х а л ь к о п и р и т (CuFeS_2) — второй по распространенности минерал после блеклых руд. Он образует вкрапленность, гнезда, прожилки, реже ограненные кристаллы в пустотах среди сидеритовых жил. Главным минералом является в рудах халькопиритового типа, в остальных типах руд — второстепенным. На серебро-сульфосольных месторождениях выделяется несколько генераций халькопирита, но резко преобладают две из них: ранний крупнозернистый, образующий выделения массивной текстуры, и поздний мелкозернистый, слагающий тонкие прожилки. Ранний халькопирит тесно ассоциирует с тетраэдритом-1 и содержит, как правило, редкую вкрапленность пирита, пирротина, арсенопирита, леллингита. В нем отмечаются многочисленные тонкие прожилки более поздних сульфосолей (тетраэдрита, бурнонита), самородного висмута и висмутина. Халькопирит и халькостибит в парагенезисе с тетраэдритом-1 являются минералами “антагонистами”, поэтому тетраэдрит-1 находится в сростаниях либо с халькопиритом, либо с халькостибитом, а также цинкениитом, хоробетсуитом и другими высокосурьмянистыми минералами.

Поздний халькопирит образует тонкие прожилки и замещает более ранние сульфосоли меди — халькостибит и тетраэдрит. Иногда он практически нацело замещает их с образованием псевдоморфоз. Халькопирит этой генерации ассоциирует со сфалеритом и содержит многочисленные реликты тетраэдрита.

Эти две генерации халькопирита хорошо распознаются визуально, что позволяет их различать и картировать в полевых условиях. Кроме них на разных месторождениях устанавливаются еще две-три генерации этого минерала, имеющие подчиненное значение.

В составе минерала могут присутствовать Ag (до 0,17 %), Bi (до 2 %), Sn (0,0 п—0,1 %) (табл. 9). Висмут отмечается в составе халькопирита в рудах, размещающихся среди интенсивно контактово-метаморфизованных пород вблизи гранитоидных интрузий. Bi-со-

Результаты рентгеноспектрального микроанализа халькопирита и кубанита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Fe	Cu	S	Sb	As	Bi	Ag	Zn	Сумма
<i>Халькопирит</i>										
1	Асхатин	29,7	33,2	35,1	0,13	0,06	0,0	0,17	0,04	98,40
2	»	30,8	33,3	34,9	0,02	0,0	0,21	0,12	0,04	99,39
3	Асхатин, 7-я рудная зона	26,3	28,9	33,3	5,7	0,0	2,18	0,16	2,5	99,04
4	Озерное	25,5	37,8	33,2	0,04	0,03	1,23	0,05	0,04	97,89
5	Пограничное	29,9	34,0	34,4	0,04	0,0	0,13	0,0	0,05	98,52
6	Чаган-Гол	29,7	33,2	35,0	0,13	0,06	0,0	0,17	0,01	98,27
7	»	30,8	33,3	34,8	0,02	0,0	0,21	0,12	0,04	99,29
<i>Кубанит</i>										
8	Пограничное	40,8	23,5	34,7	0,0	0,0	0,0	0,01	0,03	99,04
9	Асхатин	40,3	23,1	35,2	0,04	0,0	0,10	0,02	0,03	98,79
10	»	36,7	23,3	35,3	2,32	0,0	0,10	0,78	0,13	98,63

держащие халькопирит и тетраэдрит обнаружены в Акджилгинском рудном узле, на северо-восточном фланге Асхатин-Озерной зоны.

Х а л ь к о с т и б и т (CuSbS_2) присутствует в рудах многих минеральных типов, но в значительных количествах отмечен лишь в халькостибитовом и тетраэдритовом. Он образует вкрапленность, гнезда и мономинеральные обособления в сидеритовых жилах. Такие обособления в рудах уникального халькостибитового типа на месторождении Асхатин достигают размера 80×25 см. Здесь же отмечаются крупные (до 7—8 см) таблитчатые кристаллы этого минерала. В рудах других минеральных типов халькостибит обычно присутствует в виде реликтов в тетраэдрите или фрейбергите. Он относится к числу наиболее ранних минералов в рудах серебро-сурьмяных месторождений и поэтому замещается минералами более поздних парагенезисов: тетраэдритом, халькопиритом, иногда с образованием полных псевдоморфоз. В халькостибите в качестве реликтов присутствуют обычно хоробетсуит, цинкениит, а также арсенопирит и пирит.

Главной особенностью состава халькостибита являются высокие содержания Bi, колеблющиеся от 1—2 до 48 % (рис. 33). Халькостибит

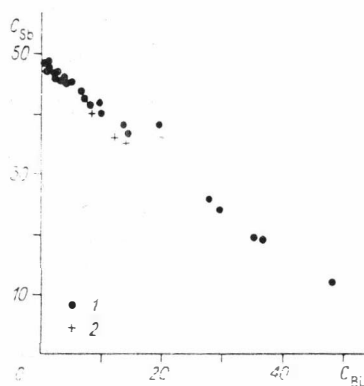


Рис. 33. Содержание сурьмы и висмута в халькостибите.

1 — Асхатин-Озерная зона; 2 — Кумыштагский рудный узел.

Т а б л и ц а 10

Результаты рентгеноспектрального микроанализа минералов ряда халькостибит — эмплектит, мас. %

№ анализа	Месторождение	Cu	Sb	S	Bi	As	Ag	Fe	Zn	Pb	Sn	Сумма
1	Озерное	25,3	48,3	25,8	0,06	0,16	0,01	0,02	0,03	0,06	—	99,74
2	»	25,1	46,1	25,5	2,2	0,50	0,06	0,04	0,07	0,07	—	99,64
3	»	24,8	45,1	24,8	4,2	0,16	0,0	0,03	0,08	—	—	99,17
4	Кара-Оюк	25,2	45,8	25,4	3,8	0,15	0,0	0,07	0,06	0,0	—	100,48
5	»	25,4	48,2	25,5	1,0	0,12	0,01	0,05	0,09	0,0	—	100,37
6	Пограничное	25,2	48,2	26,0	0,12	0,21	0,26	0,31	0,01	0,03	—	100,34
7	»	25,6	46,5	25,3	2,7	0,23	0,02	0,03	0,04	—	—	100,42
8	Асхатин, зап. фланг	25,5	48,0	25,4	0,62	0,11	0,04	0,01	0,10	0,0	—	99,78
9	2-я рудная зона	25,6	47,6	25,8	1,0	0,25	0,0	0,01	0,07	0,0	—	100,33
10	1-я рудная зона	25,0	45,4	25,0	3,4	0,04	0,05	0,12	0,18	—	—	99,19
11	2-я рудная зона, центр. часть	24,9	45,0	25,3	4,6	0,23	0,0	0,01	0,24	—	—	100,28
12	Асхатин, вост. фланг	25,1	43,7	25,0	6,8	0,17	0,12	0,02	0,03	—	—	100,94

13	2-я рудная зона	24,6	41,3	25,1	8,2	0,0	0,0	0,0	0,03	0,0	—	99,23
14	То же	24,6	41,5	24,5	9,7	0,10	0,0	0,03	0,17	—	—	100,60
15	»	22,3	38,3	24,9	13,9	0,0	0,03	0,0	0,0	0,04	—	99,47
16	»	22,0	36,4	24,5	14,3	0,12	0,62	0,06	0,0	0,11	—	98,11
17	»	14,8	39,6	24,2	19,7	0,0	0,0	0,0	0,07	0,0	—	98,37
18	Sb-эмплектит, вост. фланг, 6-я рудная зона	22,2	25,5	22,6	27,8	0,0	0,15	0,0	0,08	0,16	—	98,49
19	То же	22,2	24,2	22,5	29,6	0,0	0,0	0,0	0,05	0,12	—	98,67
20	»	22,0	19,6	21,5	35,0	0,0	0,0	0,02	0,07	0,15	—	98,34
21	»	21,4	19,0	21,8	36,5	0,0	0,01	0,0	0,11	0,21	—	99,03
22	»	18,4	12,1	20,6	48,1	0,0	0,0	0,0	0,07	0,32	—	99,59
23	Акджилга	25,0	47,5	25,3	1,12	0,0	0,05	0,0	0,0	0,14	—	99,11
24	Верх. Акджилга	25,8	46,7	25,0	2,4	0,0	0,33	0,12	0,0	0,23	0,24	100,58
25	» »	25,2	44,9	25,1	4,3	—	0,04	0,01	0,0	0,12	0,21	99,88
26	Акджилга	24,3	39,9	24,6	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,08	—	98,78

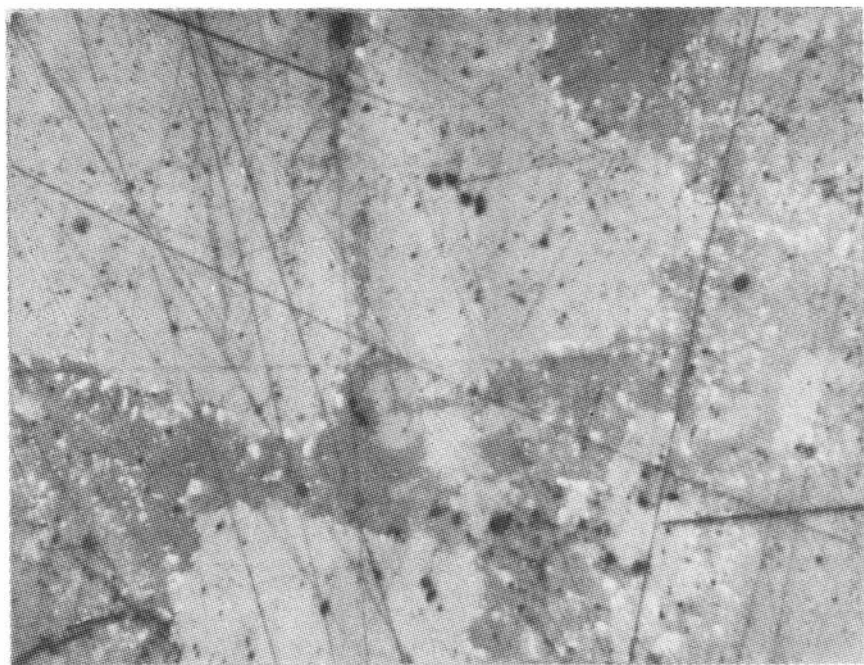


Рис. 34. Замещение халькостибита (1) тетраэдритом (2) с выделением Bi самородного (белые точки). Месторождение Асхатин. Увел. 100. Николи скрещены. Халькостибит содержит 7,2 мас. % Bi (см. табл. 8, ан. 35).

бит с высоким содержанием этого элемента можно рассматривать как Sb-содержащий эмплектит. Эти минералы во многом сходны и в отраженном свете практически неразличимы, но отличаются по травлению КОН: халькостибит быстро чернеет, на эмплектит этот реактив действует слабо.

В части рудных зон серебро-сурьмяных месторождений устанавливается направленное изменение содержания висмута в халькостибите. Так, в Асхатин-Озерной зоне Юстыдского рудного узла концентрация этого элемента повышается от 1—2 % на западных флангах до 10—14 % на восточных вблизи гранитного массива. Как правило, наиболее высокое содержание висмута фиксируется в халькостибите из руд вблизи гранитоидных интрузий.

Такие широкие вариации составов минералов в ряду халькостибит — эмплектит установлены впервые. Вероятно, можно предполагать наличие полного изоморфного ряда халькостибит — эмплектит, хотя рентгеноструктурных данных, подтверждающих это, пока недостаточно. Можно лишь отметить широкий изоморфизм Sb и Bi в этих минералах. Кроме Bi в халькостибите отмечаются примеси (%): Ag — до 0,6, Fe — до 1, Pb — до 0,2, Sn — до 0,2, Zn — до 0,4, As — до 0,5 (табл. 10). При замещении Bi-содержащего халькостибита тетраэдритом Bi сбрасывается в самородном состоянии и образует

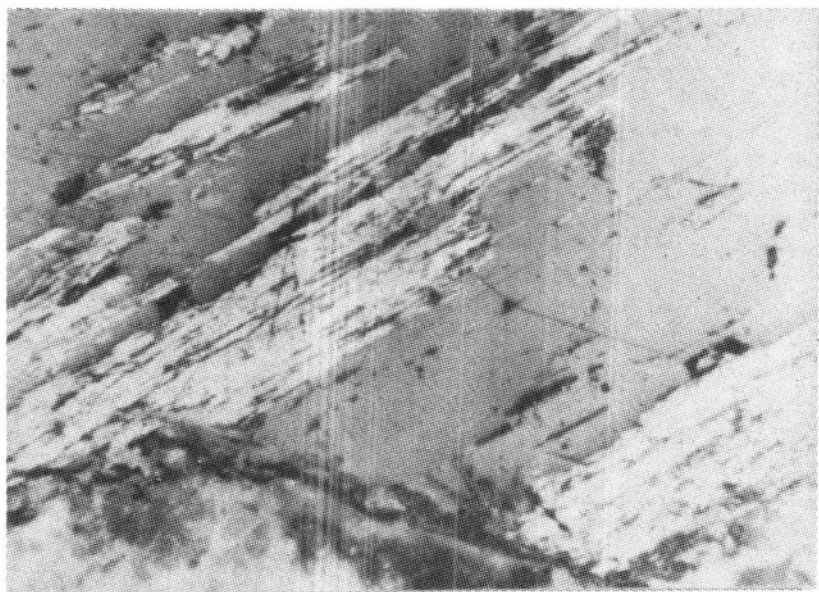


Рис. 35. Волокнистые агрегаты джемсонита в тетраэдрите. Рудопроявление Кара-Оюк. Увел. 180. Николи скрещены не полностью.

ореолы мельчайшей эмульсионной вкрапленности вокруг замещающих зерен (рис. 34).

Б у р н о н и т (CuPbSbS_3) также достаточно часто отмечается в месторождениях серебро-сурьмяной рудной формации, но крупные скопления образует довольно редко. Лишь на Озерном и Толбонурском месторождениях отмечаются прожилки до 5 см мощности, сложенные преимущественно этим минералом. Бурнонитовый тип руд представлен месторождениями Озерное (Юстыд) и Березкинское (Якутия). Обычная ассоциация бурнонита с тетраэдритом, галенитом, замещающим и секущим его халькопиритом на Озерном месторождении дополняется срастаниями бурнонита с семсейитом и обильной вкрапленностью самородных висмута и сурьмы. Этот минерал цементирует раздробленные агрегаты арсенопирита и леллингита, кристаллы пирита и сам, в свою очередь, пересекается тонкими прожилками кальцита с галенитом, халькопиритом и самородным висмутом. В рудах Акджилгинского узла бурнонит связан с кварц-дикитовыми прожилками. Им выполнены микропрожилки в тетраэдрите и халькопирите, он нарастает на галенит и частично замещает его. Сам бурнонит обрастает фрейбергитом и замещается более поздним халькопиритом.

К особенностям состава минерала следует отнести необычно высокие содержания Bi, колеблющиеся в значительных пределах и достигающие 7 % в рудах месторождения Акджилга. Из элементов-примесей следует отметить Ag (0,0п—0,п %), As (до 4,7 %), Fe (до 1,5 %), Zn (0,0—0,п) (табл. 11). В бурноните, ассоциирующем со

Состав бурнонита по данным микрорентгеноспектрального и химического анализа, мас. %

№ анализа	Месторождение	Cu	Ag	Pb	Fe	Hg ^{**}	Sn	As	Sb	Bi	S	Zn	Сумма
1	Озерное	11,0	0,0	41,1	0,08	—	—	0,12	25,8	0,47	19,5	0,00	98,07
2	»	13,1	0,01	43,1	0,01	$2,6 \cdot 10^{-3}$	—	0,17	24,0	0,84	19,7	0,44	100,3
3	»	13,2	0,12	42,4	0,02	$2,6 \cdot 10^{-3}$	—	0,29	24,1	0,86	19,6	0,41	101,0
4	»	13,0	0,13	41,0	0,62	—	—	0,13	24,3	0,94	19,5	0,64	100,26
5	»	14,5	0,0	41,0	0,06	$8 \cdot 10^{-3}$	—	0,09	22,5	1,20	20,8	0,0	100,15
6*	Березкинское	11,27	0,88	45,87	1,25	—	—	1,11	19,30	0,15	18,66	0,87	99,36
7*	»	11,27	0,74	45,20	1,39	—	—	1,67	19,90	0,06	17,92	0,87	99,02
8	Чаган-Гол	12,8	0,03	43,2	0,21	—	—	1,8	21,3	0,0	20,2	0,0	99,54
9	Перевальное	13,6	0,0	43,3	0,03	—	0,02	3,5	16,8	1,1	20,0	—	98,35
10	»	13,7	0,0	43,9	0,0	—	—	4,7	15,0	0,32	20,23	—	97,85
11	Кара-Оюк	13,4	0,03	40,2	0,07	—	—	0,04	24,5	0,28	19,5	0,08	98,03
12	Асхатин	13,2	0,03	41,2	0,04	—	—	0,07	25,9	0,31	19,7	0,0	100,45

13	Верх. Акджилга	13,2	0,01	42,1	0,0	—	0,10	0,0	24,6	0,10	19,7	—	99,81
14	»	12,6	0,22	41,6	0,00	—	—	0,0	24,7	0,16	19,6	—	98,88
15	»	13,9	0,05	41,4	0,15	0,19	0,08	0,0	23,8	1,25	19,45	—	100,22
16	Акджилга	13,0	0,05	41,0	0,0	—	0,08	0,0	23,0	2,11	19,8	—	99,04
17	»	16,2	0,66	36,8	0,56	—	—	0,0	19,8	6,9	19,7	—	100,62
18	Кумыштаг	13,2	0,0	40,5	0,0	—	—	0,0	23,9	0,0	21,6	0,14	99,34
19	»	13,5	0,0	41,4	0,0	—	—	0,0	23,5	0,0	21,4	0,13	99,93
20	»	13,2	0,02	42,1	0,0	—	—	0,0	23,1	0,37	19,4	0,0	99,19
21	»	13,5	0,0	42,1	0,06	—	0,11	0,0	24,0	0,52	19,1	0,08	99,47
22	»	13,6	0,01	42,4	0,16	—	—	0,0	22,9	1,11	20,0	0,18	100,36
23	Бассат	13,7	0,01	41,9	0,01	—	—	0,0	24,2	0,21	19,4	0,05	99,48
24	»	13,0	0,0	41,1	1,5	—	0,04	0,0	23,0	2,0	19,6	0,02	101,26
25	Учимчек	13,4	0,01	40,6	0,0	—	—	0,0	24,7	0,0	21,7	0,16	100,57

* Данные химических анализов [Индолов, Невойса, 1974].

** Ртуть определена атомно-абсорбционным методом Л.В. Гузиной.

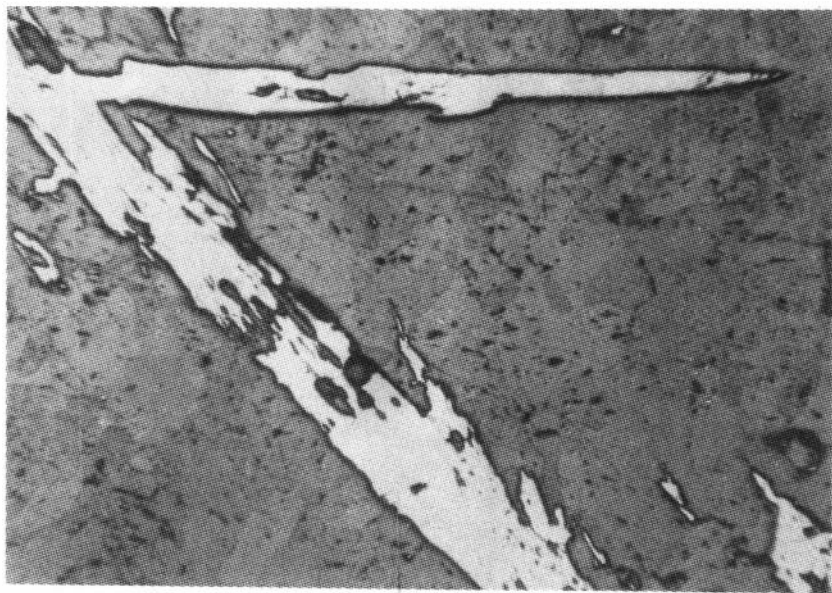


Рис. 36. Кристаллы цинкениита в сидерите. Рудопроявление Кара-Оюк. Увел. 180. Без анализатора.

сфалеритом, повышено содержание цинка. В наибольших количествах он зафиксирован в бурноните из галенит-сфалеритового и бурнонитового минеральных типов руд. На Кумыштагском месторождении из двух генераций бурнонита (бурнонит + Pb-Sb сульфосоли и бурнонит + галенит + сфалерит) повышенные содержания Bi (см. табл. 11, ан. 20—22, 24) отмечаются лишь в поздней, ассоциирующей со сфалеритом, в то время как в ранней они существенно ниже.

Д ж е м с о н и т ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$) встречается в рудах многих минеральных типов серебро-сурьмяных месторождений, но преобладает лишь в джемсонитовом типе (Кумыштагский рудный узел, Серебряный рудник в Алайском хребте и др.). Для него характерна удлиненно-призматическая, игольчатая или волокнистая форма выделений (рис. 35). На Кумыштагском месторождении выделено две генерации этого минерала. Первая связана с кварцевыми прожилками, секущими сидеритовые жилы. Кварц содержит обильную вкрапленность мелких игольчатых кристаллов джемсонита и выглядит из-за этого черным. Размер иголочек этого минерала не превышает 1 см. Джемсонит ассоциирует с другими Pb-Cu сульфосолями — бурнонитом и тетраэдритом (см. рис. 32). Джемсонит-2 в форме игольчатого или тонковолокнистого агрегата присутствует в более поздних кварц-кальцитовых прожилках. Кальцит из-за насыщенности тонкими иголочками этого минерала также выглядит темным. Джемсонит-2 ассоциирует с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. В пустотах среди кристаллов кальцита иногда обнаруживается тонковолокнистый агрегат этого минерала в виде “черной ваты”. В составе

Результаты рентгеноспектрального микроанализа джемсонита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Sn	Sb	Сумма
1	Кумыштаг	2,8	0,02	0,09	23,9	38,6	0,0	0,0	34,3	99,71
2	»	2,7	0,32	0,01	21,4	41,5	0,46	0,10	33,5	99,99
3	»	2,8	0,36	0,02	21,6	40,9	0,72	0,13	34,2	100,73
4	»	2,7	0,35	0,02	21,4	40,3	0,94	—	32,9	98,61
5	»	2,6	0,0	0,0	21,4	40,2	1,2	—	32,6	98,00
6	»	2,8	0,0	0,0	21,5	40,5	1,5	0,06	33,0	99,36
7	»	2,7	0,08	0,02	21,5	40,5	1,5	0,15	33,2	99,65
8	»	2,7	0,01	0,0	21,1	40,6	2,2	—	31,8	98,41
9	»	2,8	0,0	0,02	21,3	39,4	2,7	0,16	32,9	99,28
10	»	2,6	0,01	0,03	21,1	39,8	3,0	0,11	31,9	98,55
11	»	2,8	0,01	0,0	21,2	40,7	3,1	0,09	32,4	100,30
12	»	2,8	1,2	0,07	20,3	38,9	9,4	0,05	26,4	99,12
13	»	2,8	0,03	0,08	24,0	39,0	0,0	—	33,3	99,21
14	»	2,8	0,04	0,08	24,2	38,0	0,0	—	33,7	98,82
15	»	2,8	0,0	0,13	23,7	38,2	0,0	—	33,7	98,53
16	»	2,5	0,43	0,03	20,7	39,6	7,6	—	27,8	98,66
17	Кара-Оюк	2,8	0,09	0,05	21,6	38,9	1,2	—	34,6	99,24

джемсонита часто отмечаются необычно высокие содержания Bi (до 9,4 %) (табл. 12) и, кроме того, незначительные примеси меди.

Цинкени́т (PbSb_4S_7) к главным минералам относится на рудопроявлении Кара-Оюк. В сидеритовых жилах этого участка находятся уникальные кристаллы размером до 4 — 5 см по длинной оси и их радиально-лучистые агрегаты (рис. 36). Цинкени́т относится к наиболее ранним минералам серебро-сурьмяных руд и поэтому подвержен замещению более поздними тетраэдритом, бурнонитом. Реликты кристаллов этого минерала обнаружены в тетраэдрите и халькостибите (месторождение Асхатин), в бурноните (месторождение Учмичек), во фрейбергите на уч. Чаган-Гол и на многих других участках.

В Юстыдском узле присутствие Bi в составе цинкени́та отмечается постоянно (табл. 13) и достигает 6,5 %. Как и для халькостибита, для него характерно повышение содержания висмута по простиранию сереброносных зон от флангов к центральным частям (Асхатин-Озерная зона). На месторождении Учмичек из элементов-примесей можно также отметить Ag (до 0,4 %), Cu (до 1 %), As (до 1 %), Fe (до 0,6 %). В зоне окисления цинкени́т замещается вторичными минералами, в составе которых установлен кермезит.

Га́ленит (PbS) и **сфале́рит** (ZnS) чаще всего наблюдаются в совместных агрегатах, поэтому удобнее описывать их вместе. Крупные скопления образуют в одноименном типе руд. Наиболее распространенной является ассоциация их с тетраэдритом,

Результаты рентгеноспектрального микроанализа цинкениита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Pb	Sb	S	Bi	Cu	Fe	Ag	As	Сумма
1	Учимчек	30,4	44,2	22,5	—	0,16	0,01	0,37	—	97,64
2	Кара-Оюк	32,5	44,1	22,6	0,96	0,25	0,03	0,17	0,11	100,72
3	»	31,7	44,0	22,8	0,36	0,40	0,05	0,21	0,17	99,69
4	Учимчек	30,8	43,6	22,3	—	0,24	0,01	0,19	—	97,14
5	Кара-Оюк	30,4	43,2	22,6	1,5	0,32	0,02	0,28	0,99	99,31
6	»	31,2	42,8	22,8	2,0	0,49	0,01	0,35	0,15	99,80
7	»	37,7	35,9	20,6	4,3	0,05	0,66	0,0	0,12	99,33
8	Асхатин	31,2	40,4	22,1	4,2	0,89	0,11	0,11	0,9	99,91
9	»	30,9	40,4	21,9	5,7	0,60	0,02	0,13	0,20	99,85
10	»	31,4	40,1	21,6	5,4	0,3	—	0,15	0,20	99,15
11	»	31,3	39,5	21,9	5,9	0,47	—	0,06	0,19	99,32
12	»	31,2	39,3	22,0	6,32	0,60	0,01	0,04	0,11	99,58
13	»	30,3	38,9	21,8	6,46	0,62	0,05	0,07	0,1	98,30

фрейбергитом, бурнонитом, халькопиритом. Количественные соотношения этих сульфидов для разных регионов меняются: сфалерит преобладает в тетраэдрит-галенит-сфалеритовых рудах Западного Верхоянья (Якутия, месторождения Чочимбальское, Раннее), галенит — в некоторых жилах рудного района Кер-Д'Ален (США). По литературным данным, кристаллизация галенита и сфалерита в рудах этого типа происходила близко одновременно с отложением Ag-содержащего тетраэдрита [Baumann, 1965, 1968; Mitcham, 1952; Sideriterzgänge..., 1985].

В рудах других минеральных типов этих сульфиды чаще всего присутствуют в незначительных количествах (см. рис. 29). В Юстыдском, Кумыштагском и Акджилгинском рудных узлах описываемая ассоциация приурочена к заключительным стадиям процесса рудообразования. По отношению к основной массе блеклых руд прожилки с галенитом и сфалеритом занимают секущее положение. На рудопроявлении Чаган-Гол, на Озерном и Кумыштагском месторождениях это кальцитовые прожилки, в рудах Акджилгинского рудного узла — кварцевые с диккитом и баритом. В последнем случае кроме описанных минералов в ассоциации с галенитом и сфалеритом находятся также семсейит, козалиит, станнин (месторождение Акджилга), физелиит и диафорит (Верх. Акджилга), викингит и пираргирит (Перевальное). Галенит здесь замещает козалиит с выделением самородного висмута, сульфосоли нарастают на галенит и замещают его, фрейбергит и пираргирит выполняют в нем микропрожилки. Кроме того, галенит часто пересекается прожилками более позднего халькопирита. Сфалерит всегда начинает кристаллизоваться раньше галенита.

Сфалерит часто входит в состав других, более ранних ассоциаций, количество его там значительно варьирует. Он наблюдается в виде

Результаты рентгеноспектрального микроанализа галенита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Pb	S	Ag	Bi	Sb	Cu	Zn	Fe	Сумма
1	Чочимбальское	84,5	13,6	0,34	0,01	0,23	0,04	0,0	0,07	98,79
2	Перевальное	84,9	13,6	0,07	0,0	0,28	0,52	0,13	—	99,50
3	»	84,2	13,6	0,68	1,05	0,25	0,08	0,07	—	99,93
4	»	79,3	14,0	2,3	5,05	0,0	0,21	0,04	—	100,90
5	Озерное	84,3	13,3	0,10	0,38	0,02	0,13	0,04	0,27	98,54
6	Чаган-Гол	87,3	13,5	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,05	100,90
7	»	86,3	13,6	0,15	0,0	0,0	0,68	0,04	0,09	100,86
8	Акджилга	84,6	13,2	0,04	0,31	0,10	0,23	0,0	0,02	98,50
9	Асхатин	85,0	13,8	0,10	0,78	0,0	0,14	0,21	0,07	101,10
10	»	84,5	13,7	0,18	0,43	0,0	0,16	0,12	0,06	99,15
11	Кумыштаг	85,7	13,1	0,04	0,0	0,02	0,0	0,02	0,03	98,91
12	»	83,3	13,8	0,18	1,6	1,5	0,01	0,0	0,62	101,01
13	»	83,9	13,5	0,17	1,5	0,57	0,02	0,0	0,61	100,27
14	Учимчек	85,2	13,6	0,30	0,88	0,0	0,0	0,56	0,04	100,58
15	»	85,6	13,6	0,32	0,84	0,0	0,0	0,24	0,16	100,76
16	Толбонур	84,4	13,4	0,0	0,17	0,77	0,03	0,02	0,04	98,83

* Химический анализ из работы [Индолев, Нсвойса, 1974].

Т а б л и ц а 15

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сфалерита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Zn	S	Fe	Cu	Sn	Cd	Pb	Сумма
1	Асхатин	66,4	33,5	0,04	—	—	0,23	0,01	100,18
2	»	66,2	33,4	0,07	—	—	0,11	0,06	99,84
3	Чаган-Гол	61,0	33,4	4,8	—	—	0,30	0,21	99,71
4	Акджилга	60,8	33,3	3,0	0,19	0,11	1,68	0,14	99,22
5	»	66,8	32,8	0,06	0,06	—	—	0,10	99,82
6	Перевальное	65,1	32,9	0,49	0,16	0,01	0,41	0,16	99,23
7	»	66,7	33,6	0,24	0,21	0,01	0,35	0,13	101,24

вкрапленности в сидерите, в сростаниях с кварцем в сидеритовых прожилках, на него иногда нарастают мелкие зерна пирита, он обрастает и частично корродируется тетраэдритом и халькопиритом. На месторождении Акджилга в эту ассоциацию входит и станнин. В галените постоянно отмечаются повышенные содержания серебра, составляющие по данным микрорентгеноспектрального анализа 0,05—0,6 %. В целом это существенно ниже концентраций серебра в этом минерале из серебро-свинцовых и золото-серебряных месторождений. Кроме того, в галените часто отмечаются примеси Bi, Sb,

Cu и Zn (от 0,1 до 1,0 %) (табл. 14). Сфалерит из руд серебро-сурьмяных месторождений по составу и свойствам относится к низкожелезистым разновидностям этого минерала — клейофану. Максимальные содержания железа, установленные в нем на этих месторождениях, достигают 3—5 %. В сфалерите постоянно отмечается Cd в количестве от 0,1 до 1,7 % (табл. 15).

Второстепенные рудные минералы

Второстепенными минералами руд серебро-сурьмяных месторождений являются арсенопирит, пирит, пирротин, марказит, гудмундит, леллингит, герсдорфит, семсейит, минералы ряда антимонит — хоробетсуит — висмутин, а также висмут самородный.

А р с е н о п и р и т (FeAsS) широко распространен на многих серебро-сурьмяных месторождениях и является одним из типоморфных минералов руд. Причем, как правило, выделяется несколько генераций этого минерала. Значительные количества арсенопирита на этих месторождениях связаны с ранними дорудными (досеребро-сурьмяными) этапами минералообразования. На месторождениях Базардаринского, Юстыдского рудных узлов, Спишско-Гемерского рудогорья, Якутии, Фрайберга и других регионов арсенопирит входит в состав ранних кварц-касситеритовых жил; в Кумыштагском и Чалкуйрюкском рудных узлах он слагает жилы и метасоматические залежи существенно арсенопиритовых руд. Иногда он входит в состав ранних карбонатно-арсенидных никель-кобальтовых руд (Юстыдский рудный узел, Спишско-Гемерское рудогорье и др.). Этот арсенопирит — крупнозернистый, образует самостоятельные жилы массивной текстуры или зоны метасоматической вкрапленности. Он тесно ассоциирует с леллингитом, пиритом и халькопиритом либо арсенидами и сульфоарсенидами Ni и Co. Следует особо отметить, что практически во всех сколько-нибудь значимых районах развития серебро-сурьмяного оруденения устанавливается предшествующая ему ранняя мышьяковая (арсенопирит-леллингитовая либо арсенидная никель-кобальтовая) минерализация.

Ранний арсенопирит в зонах с серебро-сурьмяным оруденением часто сохраняется в виде реликтов в сидеритовых жилах, но нередко замещается тетраэдритом, халькопиритом или пиритом с образованием “атолловых” структур (рис. 37).

Арсенопирит наблюдается и в ассоциациях, связанных непосредственно с рудным процессом. В месторождениях Юстыдского и Толбонурского рудных узлов отмечаются прожилки кварца с пиритом, арсенопиритом и леллингитом, секущие безрудные кварц-сидеритовые жилы. Арсенопирит образует вкрапленность мелких (1—3 мм) псевдоромбических призматических кристаллов и их звездчатых сростков в кварце и сидерите, цепочки кристаллов вдоль зальбандов сидеритовых жил и вдоль спайности в крупнокристаллическом сидерите. Иногда он отлагается по зонам роста кварца и сидерита или

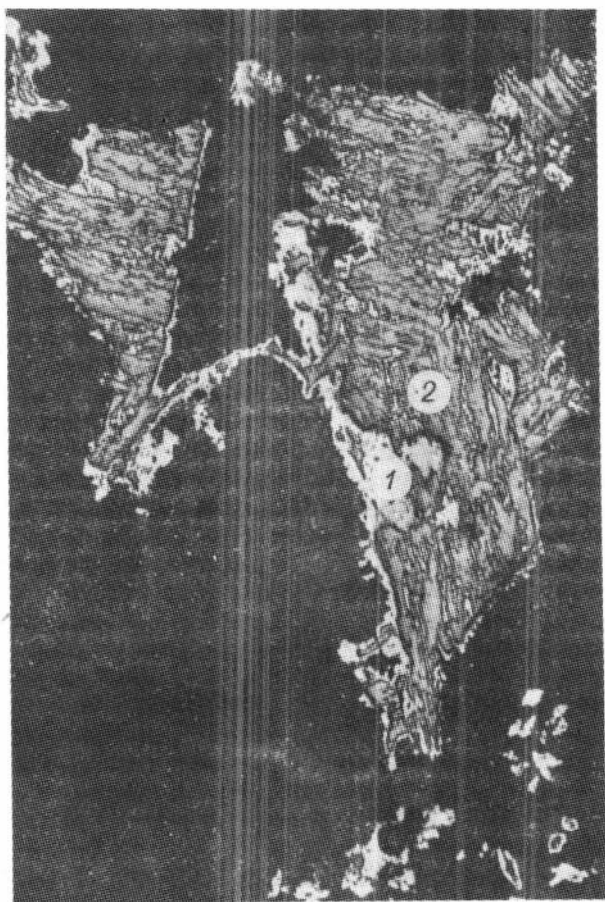


Рис. 37. Замещение арсенопирита (1) тетраэдритом (2).
Месторождение Кумыштаг. Увел. 180.

покрывает корочкой кристаллы последнего в пустотах жил. Разрозненные кристаллы и их реликты захватываются при кристаллизации более поздних минералов и оказываются включенными в кварц, тетраэдрит, халькостибит, халькопирит. На Толбонурском месторождении в сидеритовых жилах устанавливаются прожилки и линзовидные скопления (40 × 15 см) сливных агрегатов арсенопирита и леллингита, которые имеют иногда радиально-лучистую структуру.

Для многих участков Акджилгинского рудного поля (Памир) характерны кварц-арсенопиритовые прожилки, секущие сидерит-флюоритовые жилы с тетраэдритом-1. В таких прожилках присутствуют длиннопризматические и игольчатые кристаллы арсенопирита, которые обрастают тетраэдритом-2 и халькопиритом. Кроме того, выделяется еще более поздняя генерация мелкозернистого, иногда халцедоновидного кварца с множеством мелких кристалликов арсенопирита, придающих этому минералу темный оттенок.

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сульфоарсенидов, мас. %

№ анализа	Месторождение	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	S	Pb	Bi	Ag	Sb	Сумма
<i>Арсенопирит</i>													
1	Асхатин	34,3	0,09	0,03	—	—	44,8	19,7	—	—	—	0,06	98,98
2	»	35,3	0,20	0,01	—	—	40,0	22,6	—	—	—	0,52	98,63
3	Пограничное	34,8	0,36	0,05	—	—	43,9	20,2	—	—	—	0,08	99,39
4	Чаган-Гол	33,5	0,09	0,32	—	—	47,2	17,5	—	—	—	0,60	99,21
5	»	33,8	0,06	1,0	—	—	46,6	18,7	—	0,15	—	1,2	101,51
6	»	31,4	1,13	1,6	—	—	47,7	17,4	—	—	—	0,49	99,72
7	»	30,7	0,61	2,3	—	—	48,0	17,5	—	—	—	0,22	99,33
8	»	26,2	3,4	4,1	—	—	46,0	17,5	—	—	—	0,60	97,80
9	»	29,4	0,39	5,5	—	—	44,1	20,0	—	0,20	—	0,51	100,10
10	»	28,2	0,11	5,6	—	—	51,2	14,7	—	0,14	—	0,43	100,38
11	Придорожный	34,50	—	—	0,0	0,0	48,99	17,57	0,07	0,0	0,0	0,0	101,13
12	»	33,20	—	—	0,0	0,0	44,25	21,37	0,02	0,08	0,0	0,17	99,09
13	Бассат	32,02	—	—	1,12	0,10	47,10	16,68	0,39	1,20	1,30	0,31	100,22
14	»	34,99	—	—	1,13	0,17	43,42	21,64	0,09	0,07	0,08	0,14	101,73

Гудmundит

15	Озерное	29,4	—	—	0,06	—	0,40	15,1	—	0,29	—	55,3	100,55
16	»	25,9	—	—	2,8	—	0,51	16,1	—	—	—	54,8	100,11
17	»	27,5	—	—	1,3	—	0,24	15,3	—	—	—	57,1	101,44
18	Пограничное	27,0	—	—	0,0	—	0,0	14,8	—	2,3	—	56,0	100,10
19	»	27,3	—	—	0,03	—	0,0	15,5	—	2,0	—	56,6	101,43
20	Асхатин	28,1	—	—	0,19	—	0,0	15,1	—	0,26	—	57,0	100,65
21	Кумыштаг	26,82	—	—	0,11	0,0	0,0	14,98	0,08	0,06	0,0	57,87	99,92

Герсдорфит

22	Кумыштаг	2,5	0,8	31,0	—	—	48,4	13,7	—	0,15	—	3,8	100,35
23	Чаган-Гол	5,2	0,27	29,9	—	—	44,0	19,0	—	0,15	—	0,81	99,33
24	»	13,7	5,1	14,4	—	—	54,8	11,8	—	—	—	0,93	100,73
25	Кумыштаг	10,2	2,8	19,1	—	—	56,2	10,4	—	0,24	—	1,79	100,73
26	»	13,7	4,3	12,8	—	—	63,5	6,6	—	0,09	—	0,63	101,62
27	Сагсай	0,08	2,18	32,32	0,02	—	45,31	19,45	—	—	—	0,05	99,41
28	»	0,40	1,20	32,95	0,0	—	45,95	19,17	—	—	—	0,0	99,67
29	»	0,44	0,18	33,87	0,0	—	48,54	17,60	—	—	—	—	100,63
30	»	0,01	0,40	31,20	1,40	—	52,57	15,08	—	—	—	0,06	100,72
31	»	0,76	0,03	30,49	0,00	—	61,33	8,74	—	—	—	—	101,35

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сульфидов, мас. %

№ ана- лиза	Месторождение	Fe	Ni	Co	Cu	Ag	Zn	Bi	S	Sb	As	Сумма
<i>Пирит</i>												
1	Асхатин	46,9	—	—	0,05	0,0	0,0	0,14	51,8	0,60	0,0	99,49
2	»	46,7	—	—	0,18	0,03	0,01	0,21	52,9	0,02	0,0	100,05
3	Озерное	45,1	0,0	0,04	—	—	—	—	52,1	0,14	0,90	98,28
4	»	45,9	0,0	0,06	—	—	—	—	52,2	0,02	0,11	98,29
5	Пограничное	45,0	—	—	0,79	0,09	0,00	0,11	52,6	0,49	1,2	100,28
6	Толбонур	46,6	0,03	0,0	—	—	—	—	53,6	0,0	0,0	100,23
7	Акджилга	41,6	—	—	3,6	0,98	1	0,06	49,5	1,7	0,0	98,44
8	Теплоключенское	40,6	—	—	3,8	0,68	1	0,0	50,9	1,4	0,0	98,38
9	»	37,5	—	—	4,03	0,8	5,3	0,6	49,3	1,5	0,0	99,03
10	Кумьштар	47,5	—	—	0,0	0,08	0,03	0,05	52,3	0,01	0,0	99,97
11	»	45,9	—	—	0,04	0,03	0,01	0,01	53,2	0,02	0,0	99,21
<i>Бравойт</i>												
12	Сагсай	37,3	6,3	2,6	0,4	—	—	—	52,5	0,02	0,12	99,24
13	»	35,1	6,2	5,3	0,34	—	—	—	53,1	0,0	0,0	100,04
14	»	34,0	11,6	0,64	0,56	—	—	—	53,6	0,05	0,0	100,45

Зигенит

15	Сарсай	1,6	36,8	17,0	0,56	—	—	—	40,9	0,0	0,0	96,86
16	»	0,99	39,5	15,9	0,21	—	—	—	41,6	0,01	0,0	98,21
17	»	0,39	40,9	15,21	0,41	—	—	—	42,7	0,02	0,0	99,63
18	»	0,58	42,2	13,6	0,17	—	—	—	41,50	0,0	0,0	98,05
19	»	0,56	42,7	13,2	0,15	—	—	—	41,9	0,0	0,0	98,51
20	»	1,1	43,3	11,1	1,3	—	—	—	41,7	0,0	0,0	98,50
21	»	0,18	47,1	8,8	0,45	—	—	—	43,0	0,01	0,0	99,54
22	»	0,13	48,7	8,1	0,43	—	—	—	42,4	—	0,0	99,76
23	»	0,12	49,1	7,67	0,29	—	—	—	42,8	0,0	0,0	99,98
24	»	0,48	50,7	5,6	0,12	—	—	—	42,6	0,0	0,0	99,50
25	»	0,76	51,8	2,7	0,09	—	—	—	42,2	—	0,0	97,55
26	»	0,48	54,7	0,71	0,1	—	—	—	42,1	—	0,0	98,09
27	»	0,24	55,6	0,5	0,09	—	—	—	42,6	—	0,0	99,03

Вазжит

28	Сарсай	0,32	46,2	0,03	0,15	—	—	—	52,8	0,0	0,0	99,50
----	--------	------	------	------	------	---	---	---	------	-----	-----	-------

Миллерит

29	Сарсай	0,7	62,7	0,1	0,19	—	—	—	35,7	0,0	0,0	99,39
----	--------	-----	------	-----	------	---	---	---	------	-----	-----	-------

Несколько генераций арсенопирита установлено на Кумыштагском месторождении, где он образует цепочки кристаллов вдоль залыбанов сидеритовых жил и отлагается после сидерита в составе кварцевых прожилков.

Арсенопирит серебро-сурьмяных месторождений характеризуется широким набором элементов-примесей, в нем постоянно отмечается сурьма (до 1,2 %, Чаган-Гол), висмут (до 1,2 %, Кумыштаг), никель (до 4,1 %), кобальт (до 3,4 %), серебро (до 1,3 %), а также повышенные содержания меди, цинка и других элементов (табл. 16). Отмечено, что часто внешние зоны кристаллов арсенопирита обогащены сурьмой, а иногда они окружены каймой гудмундита.

П и р и т (FeS_2) в незначительных количествах установлен в рудах разных минеральных типов, но наибольшие его скопления отмечаются в халькопиритовом типе руд. В последнем случае он образует кристаллы до 5 мм в сидерите и халькопирите (уч. Средний Нарин-Гол). В значительных количествах присутствует пирит и в сидеритовых жилах Кумыштагского месторождения. Как правило, выделяется несколько генераций этого минерала. Наиболее ранние из них связаны с дорудными процессами контактового метамorfизма пород, гидротермального метасоматоза и рудоотложения. В сидеритовых жилах пирит входит в состав парагенезисов, описанных для арсенопирита, где кристаллизуется несколько раньше его. Он в виде кубических кристалликов отмечается в околожильном ореоле гидротермально измененных пород, совместно с кварцем и арсенопиритом слагает прожилки в сидерите. Крупные пентагондодекаэдрические кристаллы пирита (до 1 см) установлены в кварц-пирит-блеклорудных жилах Сагсайской зоны.

В составе пирита обычно устанавливается целый ряд элементов-примесей (табл. 17), содержание которых, как правило, не превышает 0,п %. Аномальными составами характеризуется лишь пирит, ассоциирующий со сфалеритом и тетраэдритом на месторождении Акджилга. Он содержит Cu до 4 %, Sb около 1,5 %, Ag до 1 % и Zn 1—5 %, причем устанавливается обратная корреляция железа и цинка.

На месторождениях, где сидеритовые жилы залегают среди гидротермально измененных основных (диабазы, габбро-диабазы) или ультраосновных пород, отмечаются Ni-Co-содержащие разновидности пирита — бравоит (см. табл. 17). Он отмечается как в составе гидротермально измененных пород (листвениты и лиственитоподобные породы), так и в рудных жилах совместно с другими никель-кобальт-содержащими минералами (Сагсай, Рудняны, Толбонур и др.).

П и р р о т и н (Fe_{1-x}S), как и пирит, относится к образованиям дорудных и рудных стадий гидротермальной деятельности. В рудных образованиях он преимущественно распространен в рудах цинкенитового, джемсонитового и халькопиритового типов (Кара-Оюк, Средне-нарингольское, Кумыштаг). Уплотненные или короткопризматические мелкие кристаллы его замещаются марказитом или гудмундитом. Расщепленные и частично замещенные марказитом кристаллы цементируются более поздними халькопиритом и реже — тетраэдри-

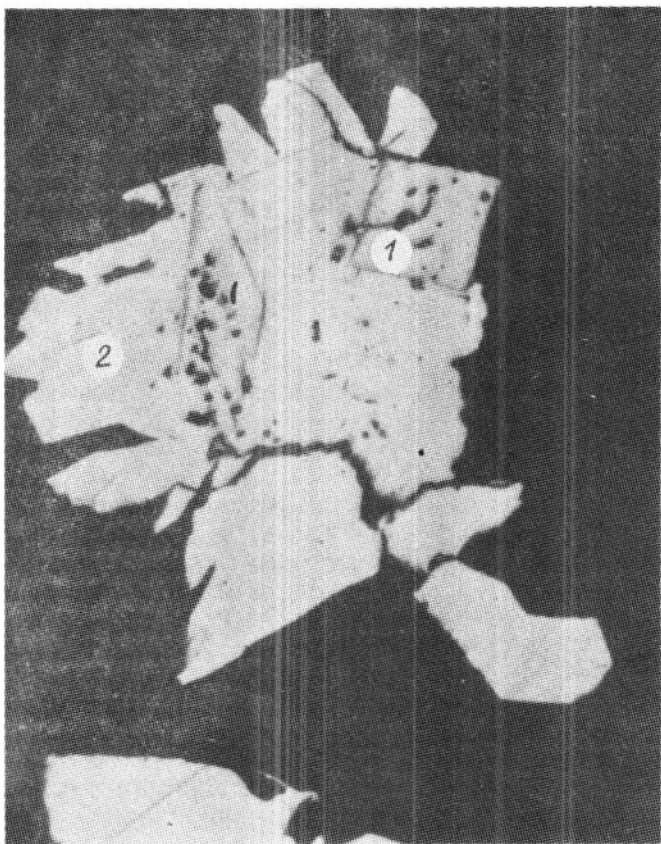


Рис. 38. Кристаллы арсенопирита (1) обрастают гудмундитом (2). Месторождение Кумыштаг. Увел. 100.

том, иногда пересекаются микропрожилками галенита и сфалерита (Средненарингольское). На месторождении Асхатин пирротин отмечается в составе полиминеральных каемок (пирротин + леллингит + гудмундит + тетраэдрит + арсенопирит) вокруг халькостибита.

Г у д м у н д и т (FeSbS) также наиболее распространен в рудах цинкенитового и джемсонитового (Кара-Оюк, Кумыштаг) типов, часто наблюдается в тетраэдритовых рудах (месторождение Асхатин), где образует идиоморфные кристаллы в кварце и сидерите, нарастает на кристаллы арсенопирита (рис. 38), пирротина. В пустотах ранних сидеритовых жил на него последовательно нарастают тетраэдрит, халькостибит (Асхатин) или джемсонит, бурнонит, тетраэдрит, галенит (Кумыштаг). На рудопроявлении Пограничное отмечаются жилы (до 15 см) кварц-гудмундит-антимонитового состава. Антимонит в таких образованиях слагает каемки вокруг кристаллов гудмундита и интенсивно его замещает с образованием полных

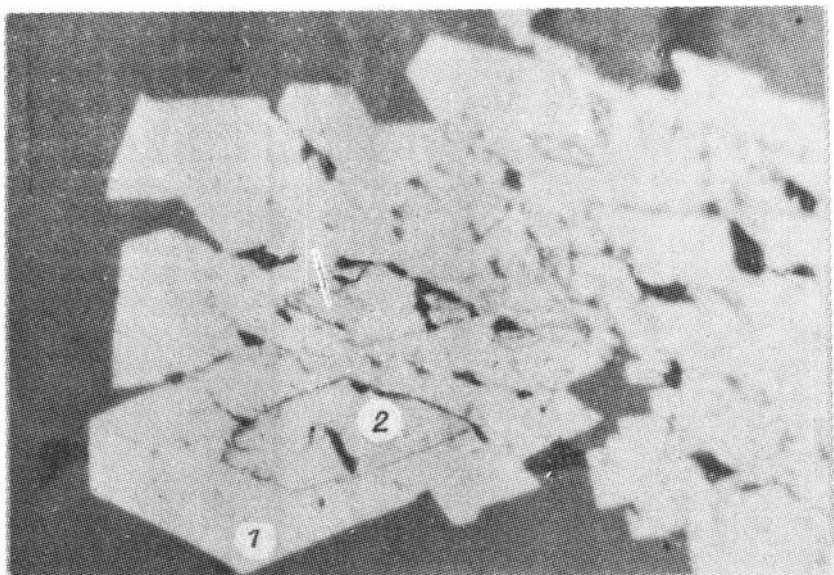


Рис. 39. Нарастание арсенопирита (1) на леллингит (2). Месторождение Толбонур. Увел. 240.

псевдоморфоз. Наблюдается разложение гудмундита при замещении сидеритом-2 на рудопоявлении Кара-Оюк.

Морфология выделений гудмундита разнообразна. Преобладают идиоморфные кристаллы в кварце и сидерите, иногда наблюдаются мирмекитоподобные срастания с пирротином, каемки вокруг кристаллов арсенопирита.

В составе гудмундита определены примеси Bi (до 2,3 %), Cu (до 2,8 %), Ag (до 0,6 %), As (до 0,5 %), Sn (до 0,27 %) (см. табл. 9).

Леллингит (FeAs_2) обнаруживается как в дорудных кварцевых жилах, так и в составе пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации, слагающей прожилки в сидеритовых жилах. Он образует вкрапленность удлиненно-призматических или копьевидных кристаллов в кварце, вместе с арсенопиритом выполняет прожилки в сидерите в составе полиминерального агрегата, оконтуривает гнезда сульфоселей. Возникновение таких каемок связано с отложением этих минералов в пустотах сидеритовых жил, которые затем выполняются тетраэдритом, халькопиритом или халькостибитом. На Толбонурском месторождении он совместно с арсенопиритом слагает крупные линзовидные скопления биминерального агрегата радиально-лучистого строения (рис. 39), образует сферолиты или в виде корочек покрывает кристаллы сидерита. По данным микрозондовых исследований, минерал содержит Sb (до 3,6 %), а также незначительные примеси Co и Ni (табл. 18).

Марказит (FeS_2) встречается эпизодически, в основном в ассоциации с пирротином, замещая его вплоть до образования полных

Химический состав арсенидов никеля и железа, мас. %

№ анализа	Месторождение	Fe	Co	As	S	Sb	Bi	Ni	Cu	Сумма
<i>Леллингит</i>										
1	Озерное	28,0	0,02	67,9	0,70	3,4	—	0,05	—	100,07
2	Асхатиин-Гол	28,4	0,12	70,8	1,23	0,18	—	0,02	—	100,75
<i>Раммельсбергит</i>										
3	Чаган-Гол	2,3	0,93	67,5	3,3	0,26	0,09	27,1	—	101,48
4	»	0,81	0,81	70,1	1,6	0,27	0,03	27,7	—	101,32
5	Сагсай	0,59	0,01	73,43	0,05	0,00	—	27,42	0,06	101,56
<i>Никелин</i>										
6	Сагсай	0,51	0,01	56,96	0,02	0,00	—	43,37	0,08	100,95

псевдоморфоз. Последние цементируются тетраэдритом и халькопиритом, рассекаются прожилками кварца, галенита и сфалерита (рудопроявление Средний Нарин-Гол). Совместно с пиритом марказит отмечается среди гидротермально измененных пород, вмещающих сидеритовые жилы. Состав минерала близок к стехиометрическому, наблюдаются лишь незначительные примеси Co (до 0,5 %), Ni (до 0,4 %), Sb (до 0,3 %).

Герсдорфит (NiAsS) довольно часто встречается в сидеритовых жилах, хотя крупных скоплений не образует. На Сагсайском месторождении и рудопоявлении Чаган-Гол входит в состав полиминеральных сферолитов с раммельсбергитом, арсенопиритом, никелином, ульманнитом. Агрегаты минерала диаметром 1—5 мм располагаются среди кварца и сидерита и пересекаются прожилками сульфосолей. На Чаган-Голе в таких агрегатах ядро сложено Ni-содержащими минералами (никелином, герсдорфитом, ульманнитом), на них нарастают Fe-Ni-Co сульфоарсениды смешанного состава, а периферические части сферолитов выполнены каймами “чистых” минералов — арсенопирита, раммельсбергита или герсдорфита. По данным микрозондовых исследований герсдорфит из ядерных частей сферолитов содержит значительные количества Fe и Co, отмечаются зонки такого же состава. Содержания Fe в этом минерале составляют 8,9—13,7 %, Co — 2,8—7,2 %. Более чистый в отношении примесей герсдорфит обнаруживается во внешних частях концентрически-зональных агрегатов (см. табл. 9).

Примерно такие же образования встречаются в сидеритовых жилах рудного района Зигерланд-Вид [Sideriterzgänge..., 1985]. На Сагсайском месторождении герсдорфит обнаруживается в виде вкрапленности и полиминеральных сферолитов в составе кварц-карбонатных прожилков в лиственитах. В сферолитах он совместно с

сульфидами Ni замещает более ранние никелин и раммельсбергит. Иногда встречается в виде отдельных зерен и кристаллов размером до 1—5 мм. В свою очередь, герсдорфит корродируется вазситом, полидимитом и блеклой рудой, с которыми ассоциирует в полиминеральных прожилках, пересекается микропрожилками миллерита.

В его составе из примесей отмечают лишь Co (до 2,2 %) и Fe (0,0п %).

Особо следует отметить широкие вариации содержаний S и As. Д. Данн [Dunn, 1937] различал две разновидности герсдорфита: α -герсдорфит, в котором $S > As$ и нет Co, и β -герсдорфит с $As \gg S$ и содержащий Co (месторождение Бадвин в Бирме). В месторождении Добшина (Чехо-Словакия) Голлом [Goll, 1938] описаны зональные кристаллы герсдорфита с высокими содержаниями Co (до 8,8 %) и Fe (до 15,13 %), причем $As \gg S$. И.В. Ляхницкая и И.И. Шумская [1966] также условно называли β -герсдорфитом Fe-Co разновидность минерала, в которой $As > S$. В составе Fe-Co герсдорфита с уч. Чаган-Гол также фиксируется повышенное содержание As (до 63,5 %) и пониженное — S (6,6 %), поэтому можно предполагать, что эта минеральная фаза состава (Fe, Co, Ni)AsS, которая отличается от обычного герсдорфита по составу и свойствам, возможно, β -герсдорфит по Д. Данну. Fe-Co герсдорфит отчетливо анизотропен в отличие от кубического герсдорфита стандартного состава, хотя в литературе имеются сведения о случаях изменения структуры герсдорфита от разупорядоченной кубической через упорядоченную кубическую до триклинной с изометричной элементарной ячейкой со статистическим распределением As и S, но со значительными смещениями атомов из идеальных позиций [Bayliss, Stephenson, 1968].

В рудах серебро-сурьмяных месторождений наблюдается направленная последовательность отложения минералов Ni и Co. Более ранние арсениды ($NiAs_2$ и $FeAs_2$) замещаются герсдорфитом ($NiAsS$), а тот, в свою очередь, сульфидами Ni и Co: вазситом (NiS_2) и Co-содержащим полидимитом (Ni_3S_4); миллерит (NiS) также более поздний минерал. Мышьяковистые минералы отлагаются первыми, а затем кристаллизуются минералы со все более высокими содержаниями серы. Такая закономерность наблюдается как в масштабе зональных полиминеральных агрегатов, так и в целом для процесса рудоотложения.

С е м с е й и т ($Pb_9Sb_8S_{21}$) к числу второстепенных минералов относится только в рудах бурнонитового типа, в месторождениях других минеральных типов редок. На Озерном месторождении образует зернистые агрегаты и прожилки в сидерите в сростаниях с бурнонитом, замещая тетраэдрит; на Акджилгинском — игольчатые кристаллы в диксит-кварцевых жилах в ассоциации со сфалеритом, на которые нарастает галенит. В составе минерала постоянно присутствует в качестве примесей Bi (1—3 %), иногда Ag (0,1 %), Cu (0,3 %) (табл. 19).

Минералы ряда антимонит — висмутин. А н т и м о н и т (Sb_2S_3) чаще встречается в высокосурьмянистых типах руд — джемсонитовом, цинкенитовом, тетраэдритовом. Можно выделить две

Результаты рентгеноспектрального микроанализа сурьмяных сульфосолей свинца, мас. %

№ ана- лиза	Месторождение	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Ag	Sb	Сумма
----------------	---------------	----	----	----	---	----	----	----	----	-------

Козалит

1	Верх. Акджилга	0,6	0,95	—	19,1	36,0	33,7	3,1	7,1	100,55
2	»	0,01	0,43	—	17,1	37,0	37,5	1,9	4,9	98,84
3	»	0,0	0,46	—	16,5	39,4	42,1	1,3	0,50	100,26

Робинсонит

4	Кумыштаг	0,25	0,01	0,0	20,1	38,0	0,93	0,02	39,5	98,81
5	»	0,75	0,01	0,08	21,5	38,3	0,61	0,02	38,7	99,97
6	»	0,0	0,09	0,02	19,9	39,6	10,4	0,08	28,4	98,49
7	»	0,0	0,29	0,05	20,3	40,6	5,8	0,06	31,6	98,70
8	»	0,03	0,48	0,04	20,5	41,2	4,8	0,0	32,6	99,65

Плагионит

9	Кумыштаг	0,08	0,01	0,0	20,3	44,6	0,51	0,05	34,0	99,55
---	----------	------	------	-----	------	------	------	------	------	-------

Гетероморфит

10	Кумыштаг	0,13	0,0	0,0	19,2	45,1	4,4	0,04	30,4	99,27
----	----------	------	-----	-----	------	------	-----	------	------	-------

Семсейит

11	Акджига	0,12	0,29	—	18,7	51,4	3,1	0,0	24,4	98,01
12	»	0,0	0,05	—	19,1	51,5	1,4	0,01	26,4	98,46
13	Озерное	0,04	0,0	0,0	19,2	51,4	1,3	0,09	27,7	99,73
14	Асхатин	0,04	0,0	0,0	19,0	50,6	1,2	0,0	28,2	99,04

Ві-бертьерит

15	Асхатин	12,25	1,15	—	28,10	0,28	13,25	0,0	46,17	101,20
----	---------	-------	------	---	-------	------	-------	-----	-------	--------

генерации антимонита. Незначительное количество антимонита первой генерации отлагается в основные продуктивные стадии образования тетраэдритовых и халькостибитовых руд. Он образует длиннопризматические и игольчатые кристаллы на кварцевой подложке в пустотах сидеритовых жил, которые обрастают сидеритом, флюоритом (Акджилга) либо кварцем (Асхатин). Иногда отмечаются идиоморфные кристаллы кварца в халькостибит-тетраэдритовом агрегате с включениями антимонита, сохранившегося от замещения более поздними минералами. Реликты корродированных кристаллов этого минерала совместно с хоробетсуитом присутствуют в халькостибите и раннем тетраэдрите.

Вторая генерация минерала связана с поздней наложенной самостоятельной антимонитовой ассоциацией, проявленной в очень небольшом масштабе на месторождении Кумыштаг, еще слабее — на

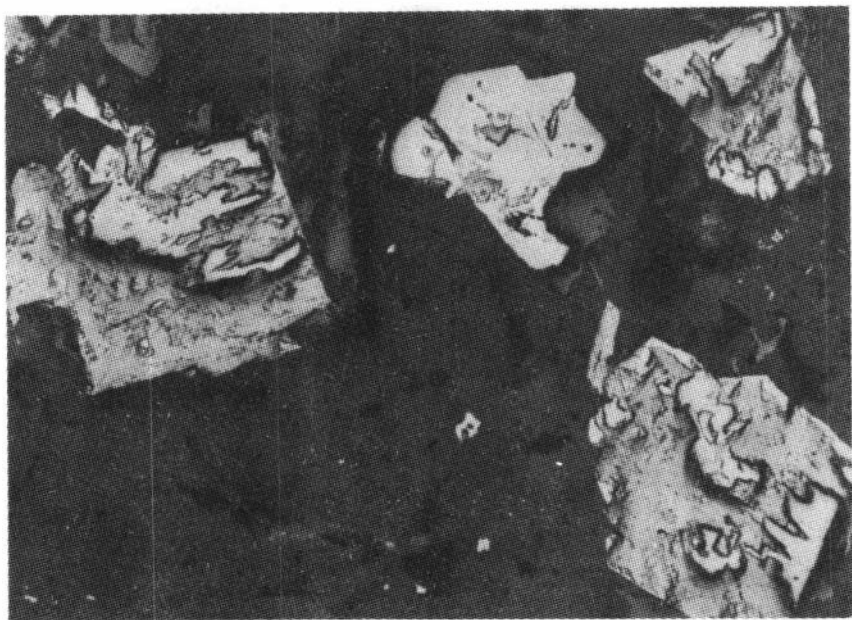


Рис. 40. Замещение кристаллов гудмундита антимонитом (серое). Рудопроявление Пограничное. Увел. 180. Без анализатора.

рудопроявлениях Пограничное и Кара-Оюк. Минерал образует тонкие пленки по спайности карбонатов и кристаллы в полостях кальцитовых прожилков (Кумыштаг), каймы замещения вокруг агрегатов пирротина и гудмундита (Кара-Оюк, Пограничное) (рис. 40).

В составе минерала отмечается постоянная примесь Bi, причем это более всего характерно для антимонита-1 месторождения Асхатин, в котором обнаружено 12—19 % Bi [Борисенко и др., 1988].

Х о р о б е т с у и т $((\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{S}_3)$. Серебро-сурьмяные месторождения являются уникальным типом, где так широко и практически повсеместно развит этот минерал. Он в заметных количествах установлен на месторождении Асхатин, реже встречается на Акджилге, Верх. Акджилге, Руднянах и на рудопроявлениях Кара-Оюк и Пограничное. Кристаллы хоробетсуита размером до 5 мм на Асхатине в виде включений находятся в халькостибит-тетраэдритовом агрегате, причем тяготеют к зальбандам прожилков, где отлагаются одними из первых совместно с Bi-антимонитом и цинкениитом. Тетраэдрит и халькостибит замещают хоробетсуит, проникая по трещинам спайности (рис. 41). Внешне хоробетсуит напоминает антимонит, но отличается более ярким двуотражением и слабым травлением KOH. Соотношение Sb : Bi колеблется примерно от 1,5 : 2,5 до 2,5 : 1,5 (табл. 20).

В и с м у т и н (Bi_2S_3) в небольших количествах, но постоянно присутствует в составе руд большинства минеральных типов серебро-сурьмяной формации. Широко развит в рудах тетраэдритового

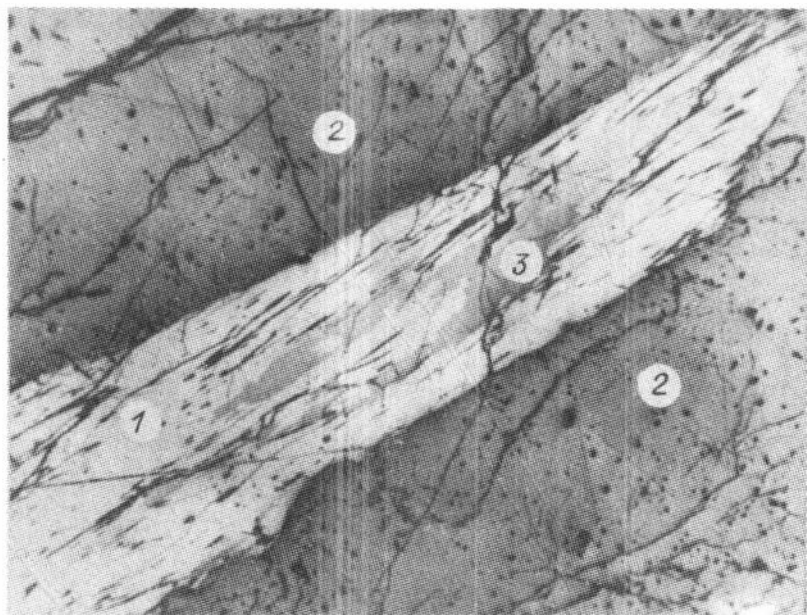


Рис. 41. Кристаллы хоробетсуита (1) в тетраэдрите (2). Внутри кристалла хоробетсуит замещается более поздним халькостибитом (3). Месторождение Асхатин. Увел. 180. Николи скрещены не полностью.

типа. Особенно обилен висмутин в рудах Акджилгинского рудного поля. Многочисленные, беспорядочно ориентированные игольчатые кристаллы раннего висмутинита располагаются в кварц-флюорит-сидеритовых жилах, иногда образуют радиально-лучистые структуры вокруг кристаллов пирита. В таких структурах могут присутствовать пекоит, гладит, крупкаит в виде обособленных кристаллов либо в сростаниях с висмутином [Павлова и др., 1990]. Висмутин интенсивно замещается тетраэдритом по трещинам спайности. В рудах Акджилги выделено несколько генераций висмутинита (см. рис. 21), хотя основное количество этого минерала связано с начальными периодами продуктивных стадий. На проявлениях Юстыдского рудного узла висмутин отлагается в основном в позднюю, заключительную, стадию, образуя прожилки в тетраэдрите, халькостибите, бурноните вместе с кальцитом, халькопиритом и самородным висмутом (рис. 42). Эти прожилки приурочены к межзерновым границам минералов и минеральных агрегатов (рис. 43). Для висмутинита характерно высокое содержание Sb (0,23—26,6 %), а для раннего висмутинита Акджилги — Cu (0—3 %) и Pb (0,2—5 %) (см. табл. 20).

Рентгеноспектральный микроанализ минералов ряда антимонит — висмутин выявил в них существенные вариации содержаний висмута и сурьмы (табл. 20, рис. 44). По соотношению Sb : Bi могут быть выделены сурьмяные висмутиниты, содержащие до 19,7 % Sb, хоробетсуит, в котором отношение Sb : Bi изменяется от 3 : 2 до 2 : 3, и висмутовый антимонит с содержанием висмута до 19 %.

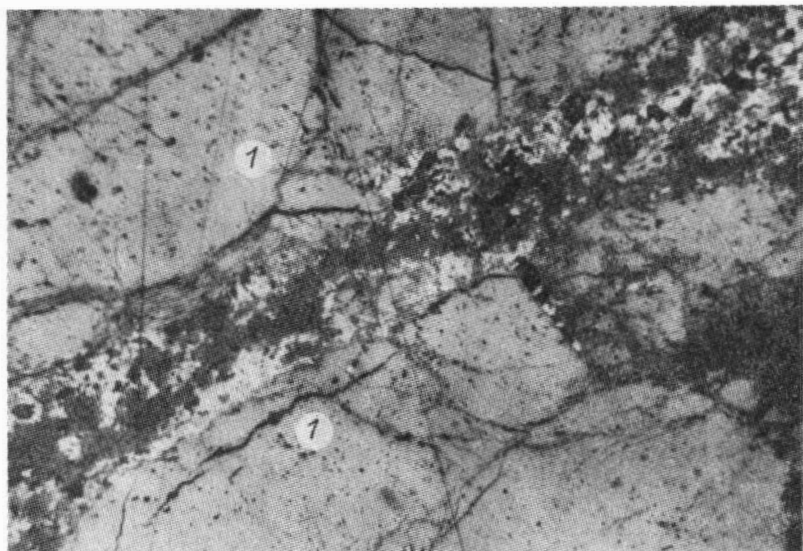


Рис. 42. Поздние кварц-кальцит-сульфидные прожилки в тетраэдрите (1). В составе прожилка халькопирит, висмут, самородный висмут. Месторождение Асхатин. Увел. 180. Николи скрещены не полностью.

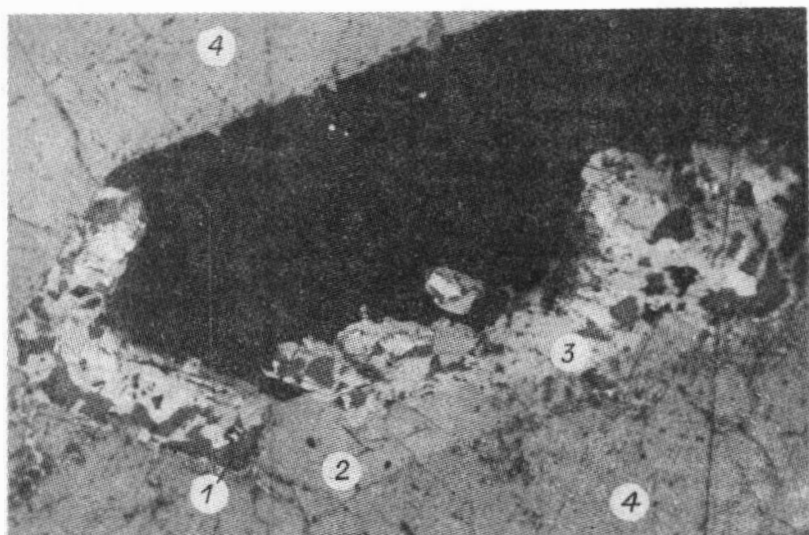


Рис. 43. Замещение кристалла кварца агрегатом кальцита (1), халькопирита (2), висмутина (3) и самородного висмута (белое). Основная масса — тетраэдрит (4). Месторождение Асхатин. Увел. 200. Без анализатора.

Результаты рентгеноспектрального микроанализа минералов ряда висмутин — антимонит, мас. %

№ анализа	Месторождение	Sb	Bi	As	Cu	Fe	Pb	S	Ag	Zn	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Висмутин</i>											
1	Асхатин	1,4	79,7	0,0	0,29	0,11	0,0	18,9	0,0	0,07	100,47
2	Учимчек	0,20	79,6	—	0,3	0,32	0,92	18,7	0,0	0,0	100,04
3	»	0,13	79,25	—	0,18	0,22	0,76	18,6	0,0	0,0	99,14
4	»	0,25	79,20	—	0,34	0,02	1,37	18,9	0,0	0,0	100,08
5	Акджилга	0,23	79,2	—	0,60	0,0	1,69	18,8	0,05	—	100,57
6	Верх. Акджилга	0,96	79,07	—	0,17	0,0	0,64	19,7	0,0	—	100,54
7	» »	1,69	78,60	—	0,53	0,21	0,46	18,96	0,05	—	100,50
8	Асхатин	1,2	78,5	0,0	1,0	0,12	0,56	19,1	0,99	0,0	101,47
9	Акджилга	0,97	78,49	—	2,16	0,10	0,69	18,94	0,0	—	101,35
10	Асхатин	1,5	77,6	0,0	1,37	0,11	0,0	17,4	0,16	0,09	98,23
11	»	2,1	77,3	0,0	0,10	0,05	0,0	19,2	0,10	0,06	98,91
12	Учимчек	0,0	75,41	—	2,79	0,72	0,92	16,92	0,0	0,0	96,76
13	Придорожный	0,29	73,63	—	1,70	0,0	4,82	18,70	0,0	—	99,14
14	Асхатин	6,7	72,6	0,05	0,08	0,06	0,0	19,4	0,07	0,06	99,02
15	Акджилга	6,01	72,47	—	0,09	0,0	0,22	19,37	0,0	—	98,16
16	Чаган-Гол	7,0	72,0	0,43	0,28	0,21	0,14	19,5	0,02	0,0	99,58
17	Рудный Сай	8,09	70,1	—	0,36	0,0	1,32	20,26	0,0	—	100,13
18	Акджилга	9,16	69,25	—	0,14	0,0	0,08	19,83	0,0	—	98,46
19	Асхатин	11,7	67,3	0,0	0,46	0,02	0,69	19,2	0,24	0,0	99,61
20	Придорожный	9,40	66,35	—	1,78	0,15	1,44	20,21	0,10	0,12	99,55
21	Элгисай	12,54	66,27	—	0,0	0,0	0,34	20,88	0,0	—	100,03
22	Асхатин	13,6	64,2	0,03	0,48	0,06	0,23	20,8	0,12	0,0	99,52
23	Чаган-Гол	18,0	60,4	0,05	0,29	0,12	0,10	21,1	0,0	0,12	100,18
24	Асхатин	17,2	60,0	0,0	0,61	0,03	0,41	20,1	0,15	0,0	98,50
25	»	17,9	59,8	0,0	0,64	0,04	0,50	19,2	0,14	0,02	98,25
26	»	18,6	59,6	0,25	0,31	0,01	0,28	21,2	0,57	0,03	100,85
27	Верх. Акджилга	13,44	59,56	—	2,96	1,42	2,90	20,53	0,01	0,11	100,93
28	» »	16,31	59,36	—	0,35	0,0	1,36	20,42	0,47	—	98,27
29	Асхатин	18,2	58,8	0,0	0,82	0,08	0,67	20,7	0,22	0,0	99,49
30	»	18,6	57,7	0,0	1,2	0,03	0,53	20,6	0,36	0,0	99,02

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
31	Асхатин	19,3	57,5	0,0	0,47	0,05	1,2	21,7	0,17	0,0	100,39
32	»	19,7	56,4	0,0	1,06	0,09	0,82	21,3	0,38	0,0	99,75
33	Акджилга	21,50	55,57	—	0,43	0,03	0,62	21,5	0,08	—	99,73

Хоробетсуит

34	Акджилга	24,42	51,07	—	1,24	0,05	0,60	22,24	0,13	—	99,75
35	Асхатин	28,3	49,1	0,0	0,35	0,04	1,26	22,3	0,15	0,01	101,51
36	Акджилга	28,57	46,95	—	0,14	0,0	0,08	22,53	0,0	—	98,27
37	Асхатин	29,5	46,9	—	—	—	—	24,1	—	—	100,50
38	»	29,3	45,9	0,13	0,92	—	0,28	22,6	0,23	0,56	99,93
39	»	32,0	44,2	0,14	0,15	0,04	0,12	23,2	0,0	0,04	99,89
40	Акджилга	29,85	43,72	—	0,63	0,07	0,41	22,18	1,19	—	98,05
41	Асхатин	27,2	43,3	0,13	1,01	—	0,26	25,7	0,19	0,66	98,45
42	Акджилга	31,86	39,71	—	1,98	0,10	0,71	22,7	0,44	—	97,53
43	Асхатин	36,6	39,1	0,13	0,46	0,04	0,14	23,9	0,04	0,06	100,47
44	Акджилга	38,35	34,35	—	0,82	0,02	0,83	23,78	0,17	—	98,32
45	Асхатин	41,4	32,9	0,09	0,93	—	0,14	24,0	0,28	0,28	100,02
46	»	39,5	30,5	0,09	1,0	—	0,13	26,7	0,24	0,32	98,48
47	»	41,8	30,5	0,09	1,87	—	0,13	27,6	0,24	0,32	102,65
48	Кара-Оюк	44,8	28,3	0,15	0,10	1,52	0,34	24,5	0,0	0,02	100,73
49	»	45,3	27,9	0,17	0,10	1,33	0,43	24,9	0,01	0,0	100,14

Антимонит

50	Пограничное	54,2	18,9	1,28	0,60	0,37	1,0	24,3	—	—	100,65
51	»	60,0	11,9	0,0	0,01	3,1	0,04	24,2	0,06	0,0	99,31
52	»	62,4	8,9	0,0	0,0	1,7	0,03	26,2	2,1	0,22	101,55
53	»	70,1	1,8	0,0	0,01	0,09	0,67	28,2	0,02	0,03	100,92
54	»	68,5	1,54	0,0	0,0	1,5	0,0	26,6	0,0	0,01	98,15
55	»	69,2	1,4	0,0	0,0	0,5	0,5	26,9	0,0	0,0	98,50
56	»	70,6	0,90	0,0	1,22	0,03	0,24	27,8	0,36	0,0	101,15
57	»	69,6	0,82	0,0	0,04	2,16	0,16	26,9	0,0	0,0	99,68
58	»	70,5	0,75	0,0	0,01	0,31	0,07	27,3	0,0	0,0	98,94
59	»	70,5	0,63	0,0	0,0	0,21	0,16	27,4	0,02	0,02	98,94

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60	Кумыштаг	70,66	0,35	—	0,0	0,06	0,88	27,39	0,08	—	99,42
61	Акджилга	71,35	0,29	—	0,85	0,31	0,36	28,29	0,0	—	101,45
62	Пограничное	70,3	0,25	0,0	0,0	1,1	0,01	26,8	0,0	0,06	98,46
63	Акджилга	71,24	0,16	—	0,62	0,08	0,07	28,18	0,0	—	100,35
64	Асхатин	70,1	0,13	0,22	0,02	0,0	—	27,8	0,06	0,08	98,41
65	Кумыштаг	70,11	0,05	—	0,02	0,24	0,41	27,62	0,03	—	98,48
66	Асхатин	70,4	0,03	0,23	0,0	0,04	0,0	27,3	0,0	0,05	99,05
67	Кара-Оюк	70,7	0,03	0,6	0,03	0,22	0,06	27,8	0,06	0,0	99,50
68	Кумыштаг	64,09	0,01	—	0,01	0,40	9,89	26,45	0,08	—	100,93
69	»	71,43	0,0	—	0,03	1,12	0,0	28,25	0,0	—	100,87
70	»	69,78	0,0	—	0,02	0,99	0,0	27,78	0,0	—	98,67
71	»	71,14	0,0	—	0,0	0,06	0,0	28,05	0,0	—	99,25
72	»	70,86	0,0	—	0,02	0,01	0,0	27,81	0,0	—	98,70
73	Акджилга	70,85	0,0	—	0,0	0,07	0,0	28,08	0,0	—	99,00
74	Асхатин	71,9	0,0	0,0	0,0	0,11	0,0	27,9	0,0	0,22	100,13

Особый интерес представляет обнаружение в изученных рудах антимонита с содержанием Bi от 0,03 до 19 мас. %. Ранее соединения такого состава в природных образованиях не отмечались. Г. Шпрингер [Springer, 1969], впервые изучивший природные образцы минералов ряда $\text{Bi}_2\text{S}_3 - \text{Sb}_2\text{S}_3$, установил висмутины, содержащие до 42 мол. % Sb_2S_3 . В антимоните висмутин не был обнаружен. С учетом данных К. Хайазе о химическом составе хоробетсуита Г. Шпрингер предположил, что крайним сурьмянистым членом природного твердого раствора антимонит — висмутин является $(\text{Bi}_{0,45}\text{Sb}_{0,55})_2\text{S}_3$. Г. Шпрингер и Дж. Лафлам [Springer, Laflamme, 1971] получили непрерывный ряд твердых растворов в системе $\text{Sb}_2\text{S}_3 - \text{Bi}_2\text{S}_3$ в экспериментах при температурах от 200 до 800 °C. Отсутствие высоких содержаний висмута в природных антимонитах они объяснили геохимическими особенностями процессов минералообразования или разрывом смесимости в ряду антимонит — висмутин ниже 200 °C, хотя теоретически непрерывный ряд твердых растворов в системе может существовать и при более низких температурах (рис. 45). По данным А.А. Годовикова экспериментально получен непрерывный ряд твердых растворов $\text{Sb}_2\text{S}_3 - \text{Bi}_2\text{S}_3$, устойчивых при комнатной температуре [Годовиков, 1975]. Изучение минералов ряда антимонит — висмутин на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-micro в поглощенных электронах и на сканирующем микроскопе в обратно рассеянных электронах позволило выявить неоднородное строение висмутина и антимонита. Bi-содержащий антимонит

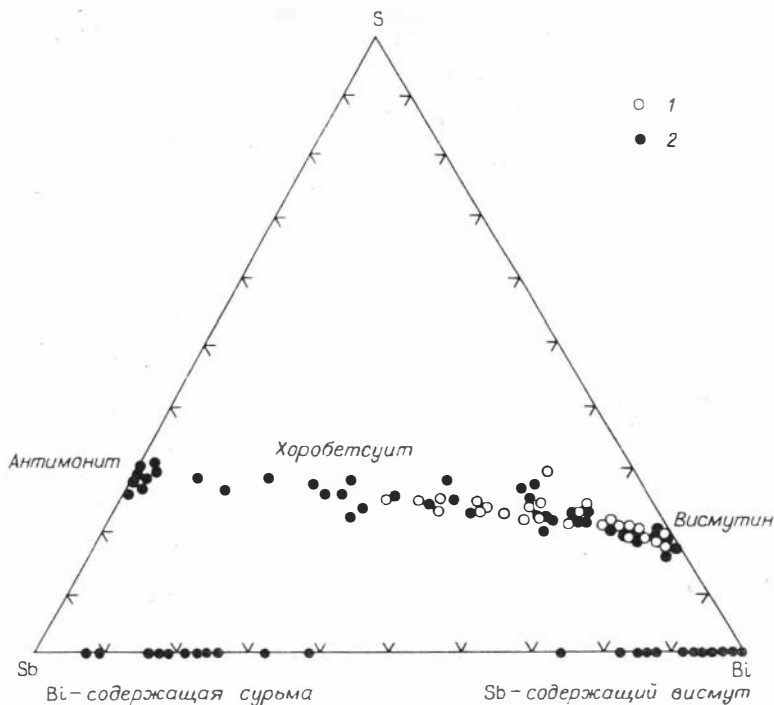


Рис. 44. Диаграмма состава минералов рядов висмутин-антимонит и самородная сурьма — самородный висмут.

1 — месторождение Аджилга; 2 — Северо-Западная Монголия и Юго-Восточный Алтай.

(уч. Пограничный) состоит из зерен с разным соотношением Sb и Bi, что было установлено по различию линий этих элементов в характеристическом спектре зерен антимонита. Висмутин (месторождение Асхатин) также оказывается неоднородным и состоящим из зерен с разным содержанием Bi и Sb. Съёмкой в характеристическом излучении Sb и Bi было проиллюстрировано распределение этих элементов в минералах ряда антимонит — висмутин.

Полученные данные подтверждают экспериментально установленный факт существования непрерывного ряда твердых растворов $Sb_2S_3 - Bi_2S_3$, устойчивых в широком интервале температур.

В ряду антимонит — висмутин наблюдается закономерное, направленное изменение свойств минералов. Чистый висмутин обладает более высоким отражением, чем чистый антимонит, и выглядит светлее в отраженном свете. Эффекты анизотропии и двуотражение у висмутина более слабые. В ряду антимонит — Bi-антимонит — хоробетсуит — Sb-висмутин — висмутин наблюдается явное уменьшение двуотражения, увеличение отражения, а эффекты анизотропии становятся более слабыми. Изменяется и цвет минералов. Наиболее четко изменение свойств этих минералов можно проследить

Рис. 45. Диаграмма состояния $\text{Bi}_2\text{S}_3 - \text{Sb}_2\text{S}_3$
(по данным [Springer, Laflamme, 1971]).

с помощью травления КОН. Антимонит травится КОН с появлением оранжево-желтого осадка, причем это травление происходит чрезвычайно быстро. Минералы промежуточного состава травятся гораздо медленнее. Хоробетсуит через 5 мин покрывается серым налетом. Чистый висмутин вообще не затравливается КОН.

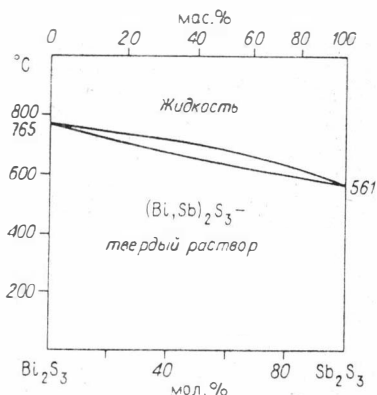
Эти наблюдения подтверждают существование непрерывного изоморфного ряда антимонит — висмутин.

В и с м у т с а м о р о д н ы й широко развит на месторождениях Юстыдского рудного узла и является там второстепенным минералом. Кроме того, он обычен в рудах Кумыштагского рудного узла, Акджилгинского рудного поля, Спишско-Гемерского рудогорья. Он встречается в виде тонких прожилков, мелкой вкрапленности неправильной формы зерен в ассоциации с тетраэдритом, халькостибитом, бурнонитом, реже — в виде вкрапленности в гудмундите и пирротине. На месторождении Акджилга образуется в результате замещения козалита галенитом, но поскольку козалит редок, то и висмут фиксируется крайне редко. На месторождении Асхатин выделяется в самородном состоянии при замещении Bi -содержащего халькостибита тетраэдритом (см. рис. 34), а также образует самостоятельные прожилки в раннем халькопирите или с тетраэдритом. Большая же часть самородного висмута связана с поздними кварц-кальцитовыми прожилками, где он размещается в межзерновых пространствах халькопирита, галенита, сфалерита и кристаллизуется близко одновременно с висмутином. Главной особенностью состава висмута в рудах серебро-сурьмяных месторождений является высокое содержание сурьмы, достигающее 17,5 % (табл. 21). Кроме того, в нем отмечаются в повышенных количествах Cu , Fe , Ag , S .

Редкие рудные минералы

К редким минералам руд относятся самородная сурьма, сурьмяные и висмутовые сульфосоли свинца и серебра, сульфиды, арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта и железа, станнин, кубанит, киноварь.

С а м о р о д н а я с у р ь м а обнаружена на месторождениях Озерное, Асхатин, на рудопоявлении Кара-Оюк, в сидеритовых жилах района Зигерланд-Вид. Обычно наблюдается в виде мельчайшей вкрапленности в тетраэдрите, халькостибите и цинкените, иногда в сидерите. Изредка наблюдается появление самородной сурьмы при замещении тетраэдрита халькопиритом. Вероятно, возникновение Sb отчасти связано с замещением Sb -содержащих минералов



Результаты рентгеноспектрального микроанализа самородных висмута и сурьмы, мас. %

№ анализа	Месторождение	Sb	Bi	Cu	Fe	S	As	Ag	Сумма
<i>Висмут</i>									
1	Асхатин	0,14	99,9	0,0	0,05	0,0	0,0	0,08	100,17
2	Чаган-Гол	1,1	98,7	0,06	0,06	0,0	0,02	0,0	99,94
3	Асхатин	1,9	99,9	0,0	0,05	0,0	0,0	0,07	101,92
4	»	2,2	98,7	0,04	0,0	0,0	0,0	0,0	100,94
5	Северо-восточный фланг	3,2	97,7	0,13	0,10	0,0	0,04	0,03	101,20
6	Чаган-Гол	3,7	96,1	0,07	0,08	0,02	0,02	0,04	100,03
7	»	3,6	96,4	0,14	0,10	0,02	0,05	0,04	100,35
8	»	4,2	96,2	0,09	0,06	0,0	0,05	0,13	100,73
9	»	4,7	93,9	0,07	0,08	0,0	0,09	0,12	98,96
10	Асхатин	6,2	92,7	0,90	0,72	0,39	—	—	100,91
11	Озерное	7,0	90,5	0,40	0,0	0,01	0,0	0,07	97,98
12	Чаган-Гол	9,4	86,3	0,09	0,03	4,2	0,01	0,03	100,06
13	Северо-восточный фланг	12,5	87,2	1,9	0,17	0,03	0,02	0,02	101,84
14	Озерное	13,0	82,9	1,0	0,08	0,02	0,0	0,04	97,04
15	Асхатин, 10-я рудная зона	17,6	79,9	1,3	0,54	0,02	0,0	0,0	99,36
16	То же, 6-я рудная зона	25,7	73,3	2,6	0,24	0,04	0,0	0,0	101,88
<i>Сурьма</i>									
17	Асхатин	59,6	37,0	2,7	0,35	0,49	0,0	0,01	100,15
18	Озерное	68,0	30,5	0,09	0,12	0,07	1,79	0,02	100,59
19	»	72,2	25,2	0,18	0,18	0,02	0,27	0,07	98,12
20	»	74,8	22,4	0,23	0,19	0,02	2,07	0,02	99,73
21	Кара-Оюк	75,7	22,2	0,05	0,75	0,04	0,31	0,02	99,07
22	»	78,6	19,0	0,44	0,17	0,01	0,0	0,0	98,05
23	»	78,0	18,9	0,17	0,04	0,0	0,0	0,02	97,13
24	»	79,2	17,8	0,24	0,06	0,01	0,0	0,01	97,32
25	»	90,3	8,0	0,69	0,22	0,01	0,0	0,02	99,24
26	»	89,7	8,0	0,1	0,0	0,02	0,0	0,0	97,82

менее сурьмянистыми (например, халькостибита бурнонитом или тетраэдритом).

Рентгеноспектральным микроанализом установлено, что самородная сурьма содержит необычно большое количество висмута — от 3,5 до 37 % (см. табл. 21), что позволяет отнести ее к Bi-содержащей разновидности. В совокупности с данными, приведенными выше по составу самородного висмута, можно говорить о наличии изоморфизма между Sb и Bi, возможно образующими непрерывный изоморфный ряд (см. рис. 44).

К о з а л и т ($(\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5)$) — характерный минерал серебро-сурьмяных месторождений, хотя и отмечается в небольших количествах. Он обнаруживается в рудах тетраэдритового и швацитового типов наряду с другими висмутовыми сульфидами и сульфосолями. Отмечается в месторождениях Акджилгинского рудного узла и Спишско-Гемерского рудогорья (Рудняны, Гельница, район Праковце).

На месторождении Акджилга встречен в виде реликтов среди галенита и семсейита. При замещении козали́та галснитом выделяется Bi самородный и образует тонкую вкрапленность в галените вокруг реликтов козали́та. Состав минерала приведен в табл. 19. В минерале высокие содержания примесей Ag (1,3—3 %) и Sb (до 7 %). Расчетные формулы козали́та: с минимальными примесями $(\text{Pb}_{1,87}\text{Ag}_{0,12})_{1,99}(\text{Bi}_{1,96}\text{Sb}_{0,04})_{2,00}\text{S}_{5,01}$; с максимальными $(\text{Pb}_{1,58}\text{Ag}_{0,25}\text{Cu}_{0,4}\text{Fe}_{0,10})_{2,07}(\text{Bi}_{1,46}\text{Sb}_{0,54})_{2,00}\text{S}_{4,95}$.

Б у л а н ж е р и т ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$). Мелкие кристаллы и их сростания изредка встречаются в ассоциации с бурнонитом и галенитом в рудах тетраэдритового, джемсонитового и галенит-сфалеритового типов. Бурнонит и галенит нарастают на его кристаллы и частично замещают. В ассоциации с другими Pb - Sb сульфосолями, а также с бурнонитом и галенитом буланжерит образует вкрапленность в джемсонит-кварцевых прожилках месторождения Кумыштаг, секущих сидеритовые жилы. Более ранний джемсонит присутствует в буланжерите в виде включений, либо образует с ним сростания. Из примесей отмечаются лишь Fe (0,1—0,38 %) и Zn (до 0,15 %).

П л а г и о н и т ($\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$) — очень редкий минерал. В рудах цинкенитового типа (Кара-Оюк) установлен в сростаниях с антимонитом в виде мелких зерен неправильной формы. В джемсонит-кварцевых прожилках Кумыштагского месторождения образует совместные агрегаты с робинсонитом, гетероморфитом и нарастающим на них галенитом. Микросондовыми исследованиями в составе плагионита установлены примеси Bi (0,51 %), Fe (до 0,24 %), Sn (до 0,14 %) (см. табл. 19). Расчетная формула минерала $\text{Pb}_{5,70}\text{Sb}_{7,48}\text{S}_{16,8}$.

Р о б и н с о н и т ($\text{Pb}_4\text{Sb}_6\text{S}_{13}$) и **г е т е р о м о р ф и т** ($\text{Pb}_7\text{Sb}_8\text{S}_{19}$) обнаружены только на месторождениях Кумыштагского рудного узла. Робинсонит нарастает на мелкие игольчатые кристаллы джемсонита и, в свою очередь, окаймляется бурнонитом и тетраэдритом. Гетероморфит и робинсонит часто замещаются галенитом. Минералы отличаются высокими содержаниями висмута: до 10,4 % в робинсоните и до 4,4 % в гетероморфите. Расчетные формулы Bi -содержащих минералов — $\text{Pb}_{4,04}(\text{Bi}_{1,05}\text{Sb}_{4,92})_{5,9}\text{S}_{13,00}$ для первого и $\text{Pb}_{6,91}(\text{Bi}_{0,65}\text{Sb}_{7,75})_{8,40}\text{S}_{18,68}$ для второго соответственно.

М и н е р а л с о с т а в а $\text{CuPb}_4(\text{Bi}, \text{Sb})_6\text{S}_{14}$ обнаружен на уч. Бассат Кумыштагского месторождения. Он образует мелкие таблитчатые кристаллы, отмечается как в сростаниях с Sb -густавитом в тетраэдрите, так и в виде вкрапленности в кварце. В отраженном свете белый со слабым желтоватым оттенком, анизотропен, отчетливо проявлена спайность параллельно длинной оси кристалла (табл. 22). Расчетная формула $(\text{Cu}_{0,82}\text{Ag}_{0,12})_{0,94}\text{Pb}_{3,84}(\text{Sb}_{3,16}\text{Bi}_{3,02})_{6,18}\text{S}_{14,04}$.

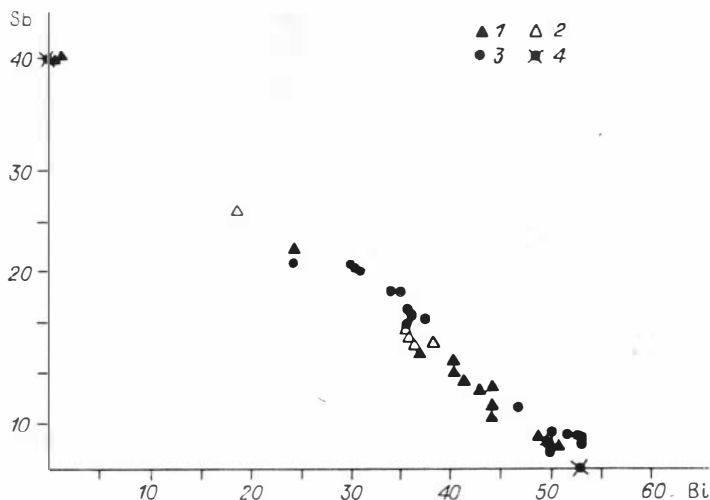


Рис. 46. Содержание Bi и Sb в андорите и густавите.

1, 2 — данные авторов по месторождениям Акджилга (1) и Кумыштаг (2); 3 — Sb-густавит и Bi-андорит [Мозгова и др., 1987]; 4 — теоретический состав андорита и густавита.

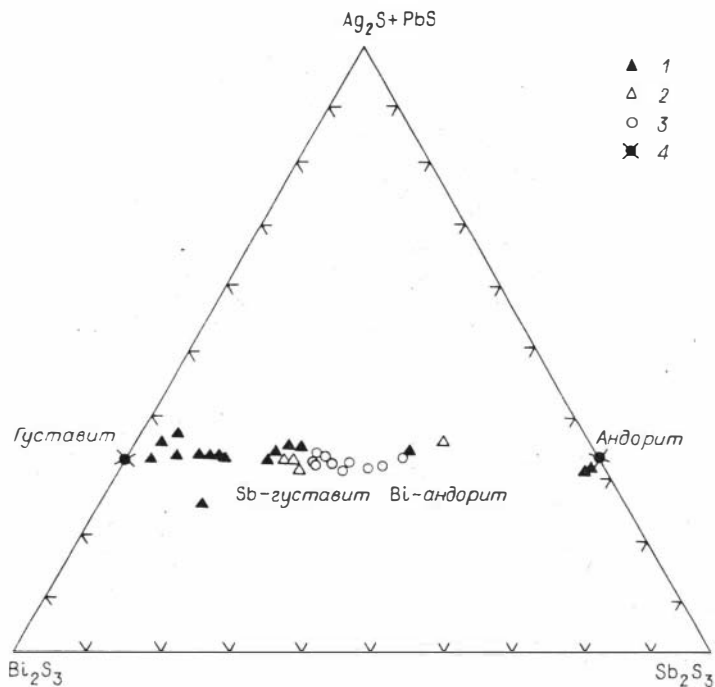


Рис. 47. Диаграмма состава минералов ряда андорит — густавит.

1, 2 — данные авторов по месторождениям Акджилга (1) и Кумыштаг (2); 3 — данные Н.Н. Мозговой и соавторов [1987]; 4 — теоретический состав андорита и густавита.

Состав минерала с уч. Бассат, мас. %

№ анализа	Cu	Pb	Bi	Sb	S	Ag	Fe	Сумма
1	2,3	33,9	27,7	16,5	19,3	0,69	0,08	100,47
2	2,3	34,1	27,3	16,7	19,2	0,65	0,05	100,30
3	2,2	33,8	26,8	16,4	19,1	0,55	0,03	98,88

Г у с т а в и т ($\text{AgPbBi}_3\text{S}_6$) и а н д о р и т ($\text{AgPbSb}_3\text{S}_6$) встречаются только в рудах Акджилгинского рудного узла и на месторождении Кумыштаг. Кристаллы этих минералов и агрегаты со сложным двойниковым строением образуют вкрапленность в тетраэдрите, содержащем тонкие кварцевые прожилки с фрейбергитом и халькопиритом. Кроме того, густавит иногда присутствует в ассоциации галенит — сфалерит — бурнонит — фрейбергит (в кварцевых жилах с диккитом, месторождение Акджилга), а также формирует самостоятельные микропрожилки во фрейбергите или вместе с Sb-висмутином, арамайонитом, матильдитом и бенжаминитом (Перевальное). Полученные данные по составу этих минералов (рис. 46, 47) существенно дополняют имеющиеся в литературе сведения об изоморфизме между андоритом и густавитом [Мозгова и др., 1987]. Содержание Sb в густавите меняется от 2,5 до 14 %, соответственно содержание Bi колеблется от 50,7 до 36,2 % (табл. 23). В андорите присутствует Bi (1—1,5 %); кроме того, обнаружен Bi-андорит, содержащий 18,9—24,9 % Bi, с эмпирическими формулами соответственно $\text{Ag}_{0,87}\text{Cu}_{0,15}\text{Pb}_{1,02}\text{Sb}_{1,09}\text{Bi}_{0,86}\text{S}_{2,85}$ и $\text{Ag}_{0,93}\text{Cu}_{0,09}\text{Pb}_{1,03}\text{Sb}_{1,78}\text{Bi}_{1,16}\text{S}_{5,95}$.

Д и а ф о р и т ($\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$) и физелиит ($\text{Ag}_5\text{Pb}_{14}\text{Sb}_{21}\text{S}_{48}$) образуют призматические кристаллы и зернистые агрегаты. В сростаниях с бурнонитом определены в рудах месторождения Верх. Акджилга. Минералы находятся в кварцевых прожилках, секущих сидерит и тетраэдрит-теннантит. Эмпирические формулы минералов близки к стехиометрическим: $\text{Ag}_{2,86}\text{Pb}_{2,02}\text{Sb}_{3,03}\text{S}_{8,09}$ для диафорита и $\text{Ag}_{5,11}\text{Pb}_{14,18}\text{Sb}_{20,13}\text{S}_{48,58}$ для физелиита. В качестве примеси присутствует Bi в незначительных количествах (0,05—0,3 %) (табл. 24).

К редким минералам относятся серебряные сульфосоли, характерные прежде всего для руд галенит-сфалеритового типа. Нами они установлены на месторождениях Акджилгинского рудного поля.

В и к и н г и т ($\text{Ag}_5\text{Pb}_8\text{Bi}_{13}\text{S}_{30}$) встречается на рудопроявлении Перевальном среди сфалерита и галенита достаточно часто, но крупных скоплений не образует. Наблюдается также в пятой рудной зоне месторождения Асхатин в виде удлиненных кристаллов размером в доли миллиметра в сидерите в ассоциации с халькопиритом, джемсонитом и галенитом. Примеси в минерале составляют (%): Cu — 2,6, Sb — 4,9, Zn — 2,9 (среднее по трем анализам). Содержание Ag — 8,8 %. Эмпирическая формула викингита $\text{Ag}_{4,51}(\text{Pb}_{5,99}\text{Zn}_{2,47}\text{Cu}_{2,31})_{10,77}(\text{Bi}_{10,83}\text{Sb}_{2,20})_{13,03}\text{S}_{29,68}$.

Результаты рентгеноспектрального микроанализа андорита и густавита, мас. %

№ анализа	Месторождение	Cu	Ag	Pb	Fe	Zn	Cd	Hg	Sn	Bi	Sb	S	Сумма
-----------	---------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	-------

Андорит

1	Акджилга	0,11	11,94	21,54	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,97	41,49	21,90	97,95
2	То же	0,12	11,82	21,47	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,22	41,46	26,96	98,05
3	»	0,13	11,70	21,39	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	1,47	41,42	22,01	98,13

Bi-андорит

4	Кумыштаг	1,02	9,97	23,37	0,49	0,07	—	—	—	18,93	25,85	20,58	100,28
5	Верх. Акджилга 1/11	0,55	10,34	21,98	0,0	0,0	0,71	0,0	0,19	24,87	22,24	19,62	100,50

Sb-густавит

6	Кумыштаг	0,19	9,92	21,15	0,05	0,0	—	—	0,0	36,93	14,11	19,05	101,37
7	»	0,14	10,12	19,9	0,0	0,0	—	—	0,06	36,19	13,88	19,04	99,33
8	»	0,26	10,02	19,49	0,0	0,02	—	—	0,02	37,12	13,69	18,74	99,36

9	Кумыштаг	0,17	9,79	20,11	0,0	0,04	—	—	0,05	36,02	13,39	18,62	98,19
10	»	0,21	10,16	20,16	0,0	0,0	—	—	0,03	35,78	13,38	18,92	98,64
11	»	1,47	9,99	19,27	0,28	0,14	—	—	0,0	38,44	12,70	18,54	100,83
12	Акджилга	1,61	8,38	19,28	0,04	0,15	—	—	0,0	37,20	11,97	18,48	97,11
13	»	0,84	9,28	20,61	0,01	—	—	—	0,0	40,51	10,96	18,37	100,58
14	Верх. Акджилга	0,29	9,28	20,42	0,0	0,05	0,76	0,0	0,09	40,79	9,92	18,07	99,67
15	Перевальный	1,92	7,95	20,35	0,55	0,27	0,09	0,19	0,0	41,68	8,65	18,22	99,87
16	Акджилга, шт. 282,6	0,64	9,20	18,49	0,0	0,0	—	—	0,02	43,13	8,04	18,67	98,19
17	Акджилга, 189,4	1,03	9,61	17,28	0,24	0,0	—	—	0,05	44,59	8,65	18,47	99,92
18	Элгисай	0,51	9,03	20,01	0,03	0,0	—	—	—	44,80	6,49	17,39	98,26
19	Акджилга II 3/1	0,06	8,62	21,58	0,50	0,0	—	—	—	46,67	5,30	17,89	100,62
20	Акджилга	0,02	8,38	21,15	0,56	0,0	—	—	0,0	49,25	3,39	17,67	100,42
21	Акджилга II 3/1	0,11	8,25	21,65	0,69	0,0	—	—	0,0	49,66	2,97	17,41	100,74
22	Придорожный 1/65А	0,12	8,30	21,25	0,0	0,0	—	—	0,0	50,41	2,61	17,48	100,17
23	Акджилга II 3/1	0,04	8,32	20,49	0,81	0,0	—	—	—	50,71	2,59	17,60	100,56

Т а б л и ц а 24

Результаты рентгеноспектрального микроанализа серебряных и серебро-свинцовых сульфосолей, мас. %

Минерал	Месторождение	Cu	Ag	Pb	Fe	Zn	Cd	Hg	Sn	Sb	Bi	S	Сумма
Диафорит	Верх. Акджилга	0,06	22,27	30,41	0,0	0,0	0,25	0,08	0,14	26,37	0,14	18,86	98,94
Физелиит	То же	0,03	7,19	38,45	0,01	0,03	—	—	—	32,17	0,27	20,43	98,58
Викингит	Перевальный 2/112	2,66	8,81	22,54	0,02	2,91	0,12	0,01	—	4,87	41,24	17,32	100,50
Бенжаминит	Элгисай	1,37	13,54	1,48	0,35	0,07	—	—	—	2,47	62,00	18,18	99,46
Бенжаминит	Акджилга	1,17	15,47	0,78	0,69	0,04	0,16	0,00	0,00	2,59	62,30	18,57	101,77
Sb-матильдит	»	1,31	26,11	0,11	0,54	0,12	0,20	0,03	0,03	6,80	46,36	18,11	99,69
Арамайонит	»	0,82	29,23	0,10	0,33	0,03	0,25	0,00	0,08	21,76	26,33	19,82	98,75
Арамайорит	»	0,95	31,04	0,15	0,21	0,07	0,26	0,01	0,11	26,99	17,97	20,49	98,25
Миаргирит	Карасай	1,09	34,83	0,12	0,60	0,00	—	—	0,20	40,87	0,00	21,48	99,19
Пираргирит	Перевальный 2/112	1,07	55,86	0,08	0,07	0,04	0,45	0,07	0,16	22,85	0,03	18,02	98,70

Бенжаминит ($\text{Ag}_3\text{Bi}_7\text{S}_{12}$) установлен на одном из рудопроявлений Акджилгинского рудного поля в структурах распада твердого раствора на бенжаминит и тетраэдрит. На месторождении Акджилга бенжаминит входит в состав поздних микропрожилков во фрейбергите. Элементы-примеси в минерале представляют в среднем 1,6 % Cu, 1,5 % Pb, 2,5 % Sb, 0,3 % Fe (см. табл. 24).

Арамайойт ($\text{Ag}(\text{Sb}, \text{Bi})\text{S}_2$) — матильдит (AgBiS_2). Между этими минералами установлен непрерывный изоморфный ряд [Минералы, 1960]. Они отлагаются в микропрожилках, секущих фрейбергит. Расчетные формулы минералов: $\text{Ag}_{0,97}(\text{Bi}_{0,82}\text{Sb}_{0,20})_{1,02}\text{S}_{2,08}$ для матильдита, $\text{Ag}_{0,97}(\text{Sb}_{0,71}\text{Bi}_{0,28})_{0,99}\text{S}_{2,04}$ и $\text{Ag}_{0,94}(\text{Sb}_{0,59}\text{Bi}_{0,42})_{1,01}\text{S}_{2,05}$ для арамайойта.

Для висмутовых сульфосолей серебра характерны эффекты светотравления: под пучком света (объектив $\times 21$) появляются красные точки вдоль микротрещинок в минералах. Через 3—5 мин точки становятся черными. Если убрать свет и поддержать аншлиф в темноте, точки исчезают.

Миаргирит (AgSbS_2) и пираргирит (Ag_3SbS_3) — сурьмяные сульфосоли серебра, встречаются обычно в ассоциации с фрейбергитом, в котором миаргирит образует тонкую вкрапленность (уч. Карасай). Пираргирит распространен на Перевальном проявлении, где образует микропрожилки в галените, вкрапленность и сростания с фрейбергитом. Составы минералов близки к стехиометрическим (см. табл. 24). Пираргирит отмечается в рудных жилах Фрайберга, района Кер-Д'Ален также в ассоциации с галенитом и фрейбергитом.

Станнин ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) встречается редко, обнаружен на месторождении Акджилга и рудопроявлении Верх. Акджилга. Выделены две генерации станнина. Первая генерация связана с тетраэдритом, вторая — с более поздним фрейбергитом. Положение станнина в этих ассоциациях одинаковое. Кристаллы станнина образуют сростания с тетраэдритом и халькопиритом в одном случае и с фрейбергитом и халькопиритом — в другом. В таких сростаниях тетраэдрит и фрейбергит содержат повышенные концентрации олова, а в составе станнина имеются примеси Ag (до 1,7 %), Sb (до 1,6 %), Bi (до 0,2 %), Zn (до 4,9 %) (табл. 25). Наблюдается обратная корреляция содержания Fe и Zn в минерале.

Кубанит (CuFeS_2S_3) определен в рудах месторождения Асхатин и Пограничного рудопроявления в виде пластинчатых сдвойникованных кристаллов в халькопирите и в виде мелкозернистого агрегата в халькопиритовых прожилках, секущих тетраэдрит. Состав минерала отвечает стехиометрическому (см. табл. 9).

К редким минералам можно отнести и большую группу арсенидов, сульфоарсенидов и сульфидов железа, никеля и кобальта: никелин (NiAs_2), раммельсбергит и парараммельсбергит (FeAs_2), кобальтин (CoAsS), глаукодот ($(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$), скуттерудит — хлоантит ($\text{CoAs}_{2-3} - \text{NiAs}_{2-3}$), ульманнит (NiSbS), коринит ($\text{Ni}(\text{As}, \text{Sb})\text{S}$), гаухекорнит ($\text{Ni}_6(\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{S}_8$), бравоит ($(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})\text{S}_2$), ваэсит (NiS_2),

**Результаты рентгеноспектрального микроанализа станнина месторождения Верх.
Акджилга, мас. %**

№ ана- лиза	Fe	Cu	Zn	S	Pb	Bi	Ag	Sb	Sn	Te	Сумма
1	8,71	29,08	4,40	30,20	0,14	0,00	0,26	0,04	26,09	0,27	99,20
2	11,73	29,09	1,47	29,88	0,03	0,03	0,48	0,29	26,26	0,23	99,49
3	11,72	28,99	1,21	30,17	0,12	0,05	0,98	0,73	25,44	0,25	99,66
4	8,50	30,37	4,91	30,75	0,19	0,21	0,44	0,35	24,28	—	100,00
5	11,54	30,13	1,31	30,44	0,18	0,07	0,31	0,12	25,90	—	100,00
6	9,74	29,76	3,13	30,19	0,05	0,08	1,70	1,56	23,79	—	100,00
7	12,66	29,71	0,78	30,79	0,13	0,00	0,04	0,14	26,67	—	100,92
8	12,58	28,95	0,88	29,69	0,19	0,08	0,48	0,34	25,69	—	98,88

миллерит (NiS), линнеит (Co_3S_4), зигенит ($(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$), полидимит (Ni_3S_4). В тех или иных сочетаниях они установлены на месторождениях Чаган-Гол, Толбонур, Сагсай, Спишско-Гемерского рудогорья, Кер-Д'Алена и других районов. Кроме того, они составляют основные парагенезисы Ni-Co-арсенидных руд, образование которых предшествует образованию серебро-сурьмяных жил. Состав этих минералов из Сагсайского и Чагангольского месторождений приведен в табл. 17 и 18.

Перечисленные выше минералы в рудах серебро-сурьмяных месторождений имеют двойственную природу. Часть из них относится к образованиям раннего (Ni-Co-арсенидного) "досеребро-сульфосольного" этапа минералообразования (Юстыдский рудный узел). Другая часть относится к парагенезисам собственно серебро-сурьмяного этапа, где они обычно проявляются в составе арсенидопиритсодержащих парагенезисов. На некоторых месторождениях наблюдаются оба типа ассоциаций Ni-Co минералов, образующих полный, последовательно отлагающийся ряд от арсенидов до сульфидов (см. рис. 14). Так, на Сагсайском месторождении в доломитовых прожилках отмечаются колломорфные агрегаты никелина, замещающиеся герсдорфитом, вазситом, полидимитом в ассоциации с Hg-содержащей блеклой рудой. В большинстве случаев минералы никеля и кобальта появляются в серебро-сульфосольных сидеритовых жилах лишь среди основных или ультраосновных пород.

К и н о в а р ь (HgS) — гипогенного происхождения, характерна лишь для руд швацитового типа (Спишско-Гемерское рудогорье, Сагсайская зона и др.). Кварц-карбонатные прожилки с киноварью формируются в поздние стадии процесса рудообразования и занимают секущее положение по отношению к основной массе сульфидов и сульфосолей, локализующихся в сидеритовых жилах. Следует особо отметить, что появление киновари в сидерит-сульфосольных жилах практически почти всегда сопровождается развитием в них барита.

Кроме описанных выше минералов в серебро-сурьмяных рудах отмечаются еще гематит, магнетит, рутил, золото, серебро, Hg-со-

держашее серебро и целый ряд других, встречающихся в незначительных количествах.

НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Состав нерудных минералов на серебро-сурьмяных месторождениях достаточно прост и в то же время специфичен для этого типа оруденения. В рудных жилах резко преобладает сидерит, в меньших количествах присутствуют кварц, анкерит, кальцит, доломит, барит и флюорит. Кроме них в рудах отмечаются гидрослюда, серицит, дикиит, каолинит, хлорит, турмалин, цеолиты, углистое вещество.

С и д е р и т (FeCO_3) — главный минерал серебро-сурьмяных руд — составляет основную матрицу мощных (до 6—12 м) жил, вмещающих оруденение, жильных зон и прожилков, образует вкрапленность в гидротермально измененных породах. Обычно устанавливаются две генерации этого минерала: крупнозернистый сидерит, занимающий основной объем жил, и более поздний мелкозернистый, ассоциирующий с рудными минералами — халькостибитом, цинкенимом, хоробетсуитом, тетраэдритом. В пустотах отмечаются ромбоэдрические кристаллы этого минерала. На них в виде корочек нарастают агрегат арсенопирита и леллингита, кристаллики кварца и сульфидов. Кристаллы сидерита часто зональны, что хорошо проявляется в полуокисленных рудах.

По данным Л.Н. Индолева и Г.Г. Невойсы [1974], Ц. Варчека [Varček, 1984], В. Цамбела с соавторами [Rudnianske rudne pole, 1985], Г. Хюттенхайна [Sideriterzgänge..., 1985], а также и по материалам наших исследований, в составе сидерита установлена постоянная примесь марганца (до 10—15 % родохрозитовой молекулы) и магния (1—6 % магнезитовой молекулы). Средние содержания Mn 1—5 мас. %, Mg 1—4 мас. %, что составляет 2—7 % MnO и 1,5—6 % MgO. Максимально высокие содержания MnO в сидерите Кумыштагского рудного узла (7—12 % MnO), минимальные — на месторождениях Акджилгинского рудного поля (табл. 26). Как известно, содержания Mn, Ca, Mg в сидеритах осадочного происхождения во многом определяются солесностью вод [Mozley, 1989], причем марганец является характерной примесью именно для сидерита, кристаллизующегося из пресноводных растворов. Из соленых вод морских бассейнов осаждался Ca-Mg карбонат с незначительной примесью марганца. Эта же закономерность в целом выдерживается и для эндогенного сидерита, начиная с сидерита карбонатитов с низким MnO, кристаллизовавшихся из высококонцентрированных рассолов, и кончая многими гидротермальными жильными проявлениями. Так, в ряду серебро-сурьмяных месторождений Акджилга → Асхатин → Рудвяны → Кумыштаг, отличающихся все более низкими концентрациями рудообразующих растворов [Борисенко и др., 1984, 1990], содержание MnO (%) в сидерите существенно повышается: 1,3—2,0; 2,0—4,0; 3—5,5; 7,0—12,7 соответственно (рис. 48). В ряде рудных районов и рудных узлов содержание этого элемента, в противополож-

Состав сидерита серебро-сурьмяных месторождений по данным микрорентгено-спектрального анализа, мас. %

№ анализа	Месторождение	MnO	MgO	CaO	FeO	CO ₂	Сумма
1	Асхатин	3,02	1,30	0,38	57,44	38,77	100,91
2	»	2,63	3,24	0,12	54,70	38,78	99,47
3	»	2,63	2,24	0,18	56,46	38,81	100,32
4	»	2,98	3,06	0,39	54,48	38,87	99,78
5	»	3,05	2,84	0,31	55,17	39,04	100,41
6	Пограничное	2,99	3,29	0,40	54,95	39,42	101,06
7	»	2,27	1,41	0,14	58,91	39,14	101,87
8	Кара-Оюк	3,82	3,71	0,16	53,96	39,60	101,26
9	»	3,90	4,46	0,18	54,19	39,54	101,27
10	Озерное	6,92	3,21	0,22	51,48	39,51	101,34
11	»	4,56	3,81	0,49	53,07	39,88	101,81
12	Нарин-Гол	3,99	4,45	0,59	52,62	40,03	101,68
13	»	4,02	4,57	0,56	52,62	40,18	101,95
14	Акджилга	1,53	5,37	0,26	53,79	39,96	100,91
15	»	1,39	7,47	0,26	51,16	40,56	100,84
16	»	2,00	0,39	0,82	58,39	38,07	99,67
17	Кумыштаг	6,84	0,08	0,02	55,98	38,63	101,55
18	»	8,04	0,14	0,04	54,15	38,34	100,71
19	»	12,76	0,17	0,05	48,60	37,92	99,50
20	»	11,61	0,09	0,02	51,12	38,63	101,47
21	Праковце-Койшов	2,08	14,30	0,28	40,96	42,34	99,96
22	»	2,39	14,51	1,32	39,69	42,03	99,94
23	»	2,30	14,60	2,25	38,16	42,08	99,39
24	Рудняны	3,01	3,79	0,30	53,81	39,12	100,03
25	»	2,93	4,12	0,30	53,42	39,20	99,97

П р и м е ч а н и е. 1—20 — данные микрорентгеноспектрального анализа "Самебах — Мисто", аналитик Л.Н. Поспелова. 21—25 — химические анализы по данным [Haber, 1980].

ность Mg, повышается к периферическим зонам или флангам рудоносных структур (Асхатин-Озерная зона в Юстыдском прогибе, Спишско-Гемерское рудогорье) [Varček, 1984]. Так, по направлению от центра к периферии, где наиболее развито серебро-сурьмяное оруденение, существенно снижается содержание Mg и соответственно увеличивается содержание Fe и Mn в карбонатах [Там же]. По простиранию Асхатин-Озерной зоны содержание Mn в сидерите растет к юго-западу, где существенно тетраэдритовые руды сменяются бурнонитовыми. Можно отметить также более высокую марганцовистость этого минерала из месторождений серебро-свинцового (джерсонитовый, бурнонитовый, галенит-сфалеритовый минеральные типы) и серебро-ртутного (швацитовый тип) геохимического

Рис. 48. Состав сидерита серебро-сурьмяных месторождений.

1, 2, 5 — Асхатинский (1), Акджилгинский (2) и Кумыштагский (5) рудные узлы; 3 — Спешско-Гемерское рудогорье (ЧСФР); 4 — Якутия.

профиля. Таким образом, сидерит, будучи главным жильным минералом, служит хорошим показателем зональности серебро-сурьмяного оруденения.

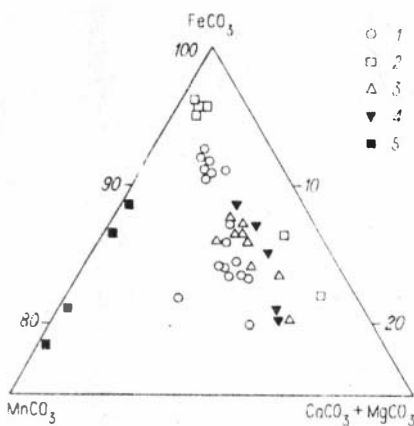
Довольно обычны в сидеритовых жилах анкерит (Ca (Fe, Mg)(C Q)₂) и кальцит (CaCO₃). Они чаще всего отмечаются в центральных частях сидеритовых жил, выполняя полости либо секущие прожилки. Во многих жильных зонах роль анкерита и кальцита возрастает на флангах.

Анкерит, как и сидерит, часто представлен двумя генерациями, причем анкерит-2 наряду с сидеритом-2 формирует кварц-карбонатные прожилки с сульфосолями. Кальцит формирует и собственные жилы и прожилки, образующиеся на заключительных стадиях гидротермального процесса. В рудах разных минеральных типов в составе таких прожилков присутствуют разные парагенезисы минералов: халькопирит, висмут самородный, висмутин (тетраэдритовый тип), галенит, сфалерит, халькопирит (бурнонитовый и галенитовый типы), тетраэдрит и джемсонит (джермонитовый), киноварь (швацитовый). В еще более поздних пострудных кальцитовых прожилках отмечаются антимонит (Кер-Д'Ален, Кумыштаг), цеолиты (Асхатин), флюорит, хлорит и другие минералы.

Кальцит и анкерит широко развиты в сидеритовых жилах, залегающих среди известняков или других обогащенных карбонатами пород (Кумыштаг, Савоярды), в то время как среди терригенных толщ и изверженных пород преобладает сидерит, а среди гипербазитов и эффузивов основного состава — доломит (Спешско-Гемерское рудогорье, Сагсай и др.).

К в а р ц постоянно в персеменных количествах присутствует в сидеритовых жилах. Он образует кристаллы и прожилки. Кристаллы кварца обычно удлиненно-призматические и реже — короткопризматические или дипирамидальные. Размер кристаллов, как правило, не превышает 0,5—1,0 см, но иногда (Толбонур, Джылкыдал, Акджилгинское рудное поле) достигает 5—10 см.

В сидеритовых жилах отмечается несколько генераций этого минерала (см. рис. 5, 21). Кварц-1 образует щетки удлиненно-призматических кристаллов в зальбандах жил или отлагается в виде кайм вокруг обломков вмещающих пород в сидерите. Рост кварца этой генерации сопровождал частично кристаллизацию сидерита. Кварц-2 отлагался в пустотах среди сидеритовых жил, нередко в виде крупных дипирамидальных кристаллов. Более поздние генерации кварца обра-



зуют прожилки, цемент брекчий сидеритовых жил, редкие одиночные кристаллики в ассоциации с сульфидами или сульфосолями. Этот кварц мелкозернистый, иногда халцедоновидный. На месторождении Акджилга он насыщен включениями диккита, а на проявлениях Кумыштагского рудного узла игольчатыми кристаллами джемсонита.

На многих участках формированию сидеритовых жил предшествует образование мощных жил дорудного шестоватого кварца (Базардаринский рудный узел, уч. Шивеин-Гол и др.).

Ф л ю о р и т — довольно характерный минерал серебро-сурьмяных месторождений, залегающих в гранитах или зонах контактового метаморфизма (Акджилгинское рудное поле, Кумыштагский рудный узел, уч. Бугучи-Джилга и др.). В незначительных количествах он отмечается на месторождении Асхатин. Флюорит образует в сидерите вкрапленность, прожилки и реже хорошо ограненные кристаллы.

На серебро-сурьмяных проявлениях Базардаринского рудного узла устанавливается несколько генераций этого минерала. Флюорит-1 отлагается близко одновременно с сидеритом, образуя с ним сложные сростания. Он обычно зеленого или бледно-фиолетового цвета. Флюорит-2 — бесцветный или фиолетовый — отлагается в полостях сидеритовых жил совместно с тетраэдритом. Более поздние генерации этого минерала в ассоциации с кварцем, диккитом и сульфосолями слагают прожилки в сидерите. Отмечается также пострудный флюорит, цементирующий обломки сидеритовых жил с сульфидами. Разные генерации флюорита резко отличаются по содержанию редких земель (рис. 49). Наиболее высокие они во флюорите-1 и постепенно снижаются к поздним генерациям. Важно также, что по содержанию этих элементов можно различать рудные и безрудные сидеритовые жилы, а также рудные, подрудные и надрудные интервалы жил.

Б а р и т присутствует в серебро-сурьмяных рудах практически во всех рудных районах, но главным жильным минералом он является лишь для месторождений швацитового типа (Рудняны, Сагсай и др.). Обычно он образует уплощенные таблитчатые кристаллы в сидеритовых жилах (барит-1) размером от 0,5 до 2—3 см (Толбонурское, Акджилга, Нижний Нарин-Гол и др.). На Сагсайском месторождении, в жилах рудного района Кер-Д'Ален барит кристаллизуется и в процессе отложения главных рудных минералов. С наиболее поздними стадиями гидротермального процесса барит связан на проявлениях Акджилгинского рудного узла, где встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, фрейбергитом, халькопиритом. На месторождении Рудняны барит входит в состав кварц-кальцитовых прожилков с киноварью, завершающих формирование серебро-сурьмяных руд. Иногда барит может преобладать в составе рудных жил, а сидерит является лишь второстепенным минералом (Сагсай).

Кроме описанных выше минералов в серебро-сурьмяных рудах установлена большая группа силикатных минералов: диккит, каолинит, серицит, гидрослюда, хлорит, турмалин, цеолит. В ощутимых количествах в сидеритовых жилах отмечается лишь **д и к к и т**, образующий густую вкрапленность гексагональных пластинчатых

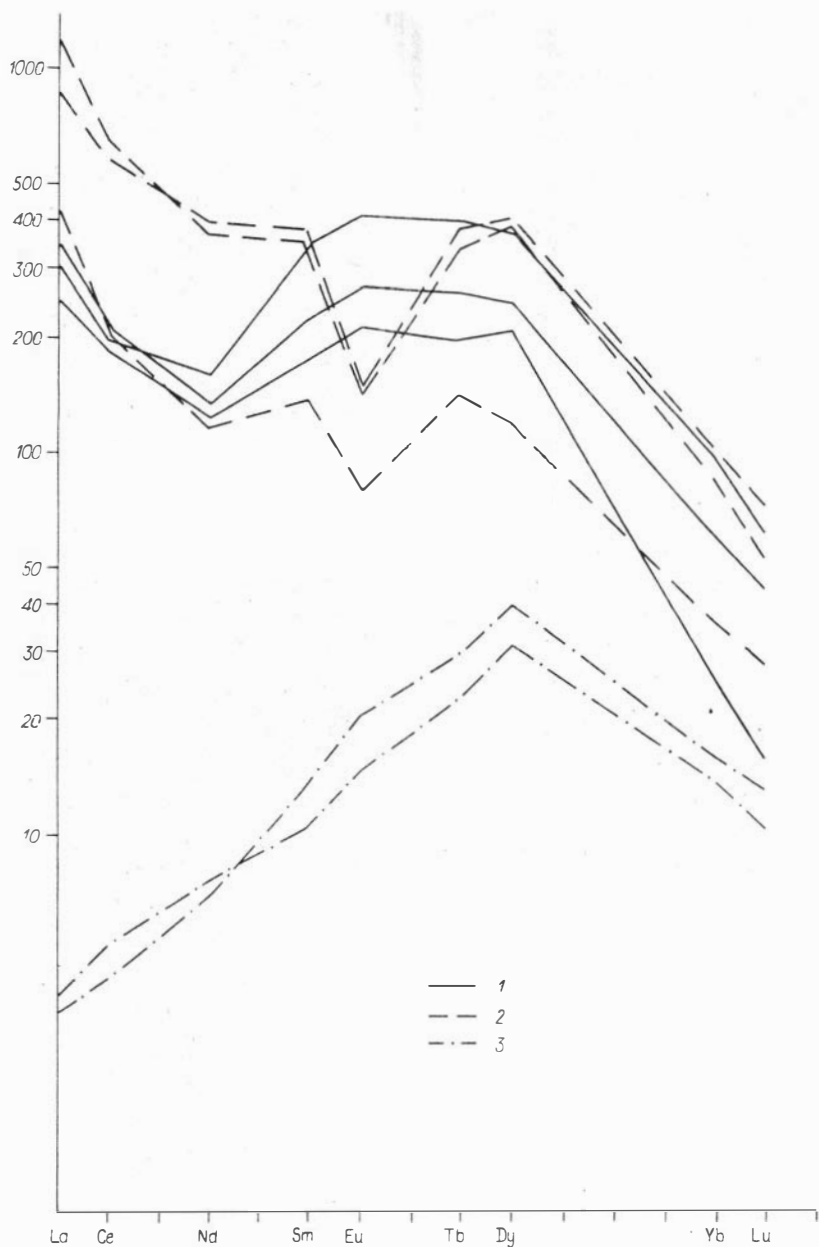


Рис. 49. Содержание РЗЭ во флюоритах из сидеритовых жил Базардаринского рудного узла.

1 — флюорит-1 из сидеритовых жил с серебро-сурьмяным оруденением; 2 — флюорит-1 из безрудных сидеритовых жил; 3 — флюорит-3.

кристалликов в кварце и флюорите из поздних прожилков (Акджилгинское рудное поле). Иногда он слагает мономинеральные гнезда мелкозернистого чешуйчатого агрегата среди кварца. На других месторождениях он очень редок.

В составе сидеритовых жил присутствует иногда х л о р и т (уч. Шивеин-Гол, Озерное, Барун-Сала, Могенбуренское). Он отлагается на поздних стадиях гидротермального процесса совместно с кальцитом или анкеритом.

На месторождении Асхатин и в Спишско-Гемерском рудогорье отмечается т у р м а л и н, образующий включения игольчатых кристалликов в кварцевых прожилках, секущих сидерит. В составе поздних пострудных кальцитовых жил на уч. Турген в Асхатинском рудном поле установлены пластинчатые кристаллы ц е о л и т а.

Кроме того, силикатные минералы (гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, серицит, каолинит) входят в число основных минералов гидротермально измененных пород, сопровождающих сидеритовые жилы с серебряным оруденением.

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Сидеритовые жилы с серебро-сурьмяным оруденением с поверхности сильно окислены. Сидерит замещен гидроокислами железа и марганца. Среди обилия минералов, развивающихся при окислении сульфидов и сульфосолей, наиболее распространены малахит, азурит, гематит, ярозит, гипс, мелантерит, церуссит, англезит, смитсонит и др. Местами в ощутимых количествах присутствует вторичная порошковая киноварь, развивающаяся по швациту, халькозин и ковеллин — по минералам меди. Бисмит и бисмутит замещают самородный висмут, кермезит и сенармонтит-антимонит и цинкенит. В меньших количествах наблюдаются в окисленных рудах куприт, борнит, самородные медь, серебро и сера. По никель- и кобальтсодержащим арсенидам и сульфоарсенидам развиваются эритрин и аннабергит.

Серебро в окисленных рудах присутствует в самородном состоянии и в виде акантита. Повышенные содержания этого элемента улавливаются также в халькозине. Известны в окисленных рудах кераргирит и иодирит [Коледа, 1974].

Самородные Cu и Ag встречаются в микроскопических каймах вокруг реликтов тетраэдрита или в макроскопически заметных плечных образованиях. Самородное серебро, несомненно, является гипергенным минералом, развивается по трещинам в серебросодержащем тетраэдрите.

Таким образом, проведенные исследования минерального состава руд серебро-сурьмяных месторождений показали, что эти объекты достаточно своеобразны по набору минеральных парагенезисов и существенно отличаются от месторождений других сереборудных формаций. К главным характерным особенностям минерального состава руд можно отнести следующие.

1. Существенно сульфосольный состав руд, причем сульфосоли являются главными рудными минералами на этих месторождениях.

2. Существенно сурьмяный профиль сульфосолей в рудах. Кроме того, сурьма является важным промышленным компонентом этих месторождений. Сурьмяный профиль сульфосолей отличает этот тип оруденения от сходных объектов Cu-Co-сульфосольно-сульфоарсенидной рудной формации, где преобладают мышьяковые сульфосоли.

3. Широкое развитие в рудах высокурсурьмянистых минералов: цинкениита, халькостибита, гудмундита, джемсонита, хоробетсуита, антимонита и самородной сурьмы. Это отличает серебро-сурьмяные руды от серебро-свинцовых и сближает с месторождениями золото-сурьмяной формации.

4. Висмутовая специализация руд, для которых характерно большое разнообразие сульфидов и сульфосолей этого элемента. Им свойствен широкий изоморфизм Bi и Sb, особенно в изоморфных рядах самородный висмут — самородная сурьма, висмутин — антимонит, халькостибит — эмплектит. Висмут является одним из главных промышленных компонентов руд.

5. Преобладание в жилах карбонатов железа и особенно сидерита.

Наиболее близкими по минеральному составу к серебро-сурьмяным месторождениям являются серебро-свинцовые, которые связаны с ними латеральными переходами. Сходные по генезису ртутные месторождения также имеют с серебро-сурьмяными переходный тип — швацитовый, связанный латеральными переходами с тетраэдритовым минеральным типом серебро-сурьмяной рудной формации.

Приведенный обзор минералогии серебро-сурьмяных руд показал, что, несмотря на определенное сходство минерального состава руд, месторождения разных рудных районов заметно отличаются. Так, для проявлений Северо-Западной Монголии и Юго-Восточного Алтая характерен преимущественно Cu-Ag-Bi профиль руд, главный рудный минерал — тетраэдрит; в Спишско-Гемерском рудогорье широко развиты минералы ртути: швацит и киноварь; в Кумыштагском рудном узле преобладают свинцовые минералы — джемсонит, бурнонит и т.д.

Г Л А В А IV

ПОЛОЖЕНИЕ СЕРЕБРО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДАХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Эпитермальное оруденение в различных рудных провинциях проявляется, как правило, в виде закономерно сочетающихся ассоциаций или генетических рядов рудных формаций [Константинов Р.М., 1966, 1973; Щеглов, 1968, 1980; Кузнецов, 1975; Индолев, Невойса, 1974; Рундквист, Неженский, 1975; Оболенский, 1975, 1985; Радкевич, 1977; Бергер, 1978; Иванов, 1991; Иванов и др., 1979; Борисенко и

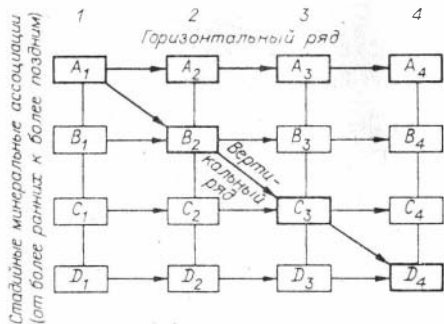


Рис. 50. Схема типов перехода в рядах рудных формаций [Константинов Р.М., 1973] (1, 2, 3, 4 — номера месторождений).

оруденения, либо их закономерными сочетаниями с более высокотемпературными разностями руд. Выделяются, как известно [Константинов Р.М., 1973], два типа генетических рядов рудных формаций: латеральные и временные (горизонтальные и вертикальные), отражающие возрастные и пространственные соотношения эндогенного оруденения различной формационной принадлежности. Латеральные (горизонтальные) генетические ряды охватывают совокупность близких по типу рудных формаций, отличающихся составом основной определяющей минеральной ассоциации. В таких рядах переход от одной формации к другой определяется по изменению состава минеральных парагенезисов одной и той же стадии, являющейся, как правило, основной рудной. Временной (вертикальный) генетический ряд объединяет родственные рудные формации, отличающиеся по преобладанию в рудах различных стадийных минеральных ассоциаций. Таким образом, по Р.М. Константинову [1973], в горизонтальных рядах наблюдаются латеральные изменения состава одних и тех же минеральных ассоциаций, в вертикальных — стадийные изменения минерального состава. Соотношение рудных формаций в вертикальных и горизонтальных рядах иллюстрирует рис. 50.

Анализ одного из временных генетических рядов эпitherмального оруденения выполнен А.А. Оболенским [1985; Оболенский, Оболенская, 1982; и др.] на примере рудных провинций, металлогеническая специфика которых связана с проявлением процессов тектономагматической активизации. В таких регионах с той или иной полнотой проявляется последовательный генетический ряд рудных формаций: арсенидная никель-кобальтовая → свинцово-цинковая → флюоритовая → серебро-сульфосольная → мышьяково-сурьмяно-ртутная, формирование которых парагенетически связано с развитием глубинного щелочно-базальтоидного магматизма. Такие генетические ряды достаточно полно проявлены в Алтае-Саянской складчатой области, в структурах Северного и Южного Тянь-Шаня, во многих рудных районах Центральной Европы и других регионах. Факторами, определяющими полноту развития таких генетических рядов, являются режим дифференциации и дегазации очагов щелочно-базальтоидных магм, интенсивность проявления магматизма в конкретных рудоконтролирующих структурах, множественность источников рудного вещества, полигенность рудообразующих растворов, палеогидрогео-

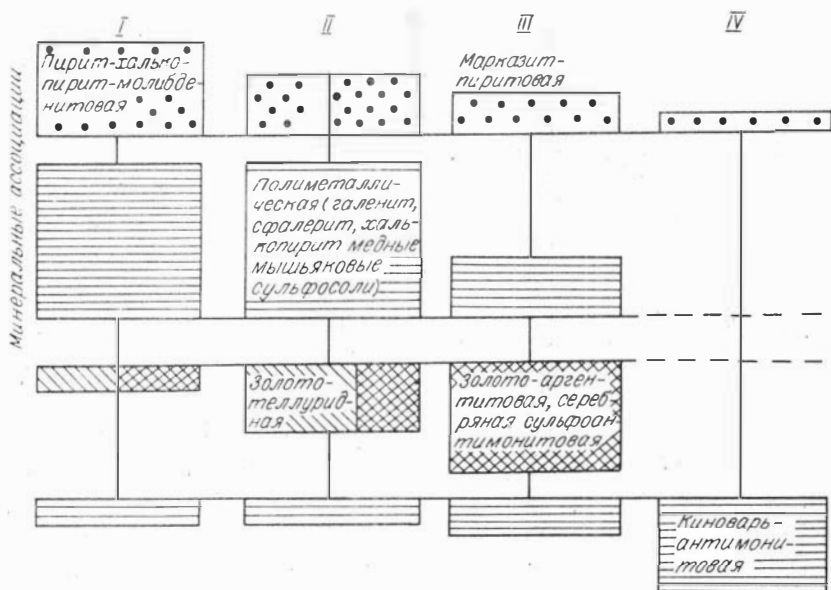


Рис. 51. Рудно-формационный ряд района Бингем [Этапы..., 1989].

I — базовая формация медно-молибденовая; II—IV — рудные формации ряда: II — полиметаллическая, III — золото-серебряная, IV — сурьмяно-ртутная.

логические обстановки и физико-химический режим рудоотложения [Оболенский и др., 1979; Оболенский, Оболенская, 1982; Оболенский, 1985; Борисенко и др., 1984; и др.].

Кроме упомянутого выше существуют и другие временные генетические ряды, в которых эпitherмальное оруденение проявляется в иных сочетаниях или в ассоциации с высокотемпературными типами гидротермальной минерализации: оловянно-вольфрамовой, золоторудной, медно-молибденовой, полиметаллической [Константинов Р.М., 1973]. Положение низкотемпературного оруденения в таких рядах изучено еще достаточно слабо, так же слабо изучены и латеральные ряды с эпitherмальным оруденением.

Дальнейшее развитие представление о латеральных и временных рядах рудных формаций получило в работах А.А. Сидорова, И.Н. Томсона [1987; Этапы..., 1989; Серебро..., 1989; и др.], посвященных обоснованию и выделению базовых и рядовых рудных формаций. Базовая формация охватывает генетически единый комплекс различных типов эндогенного оруденения, являющийся продуктом деятельности единой последовательно развивающейся рудообразующей системы. Такая формация "возглавляет и определяет" генетический ряд, и в ней заложен весь генетический код такого ряда. При этом базовая формация совмещает в себе все разнообразие типов оруденения, представленных в генетическом ряде, а рядовая (или сопутствующая) соответствует лишь одной или нескольким минеральным ассоциациям (типам оруденения), проявленным обособленно от дру-

гих. Одним из типовых примеров базовых формаций является медно-молибденовая [Этапы..., 1989] (рис. 51).

В плане такого подхода никель-кобальтовая арсенидная (пятиэлементная) рудная формация генетического ряда областей тектономагматической активизации может рассматриваться как базовая, поскольку в ней совмещено сразу несколько типов оруденения, составляющих этот ряд: ртутное (Hg-серебро), серебро-сурьмяное (сурьмяные сульфосоли серебра заключительных стадий), флюоритовое, баритовое, свинцово-цинковое.

Анализ пространственно-временных и генетических соотношений эпitherмального оруденения между собой и с более высокотемпературными типами руд и магматическими образованиями удобнее проводить на примере рудных узлов, которые отождествляются с деятельностью соответствующих рудообразующих систем [Кузнецов В.А. и др., 1988]. В таком понимании рудные узлы представляют собой часть геологического пространства, вмещающего очаговый ареал развития разнотипного, генетически связанного эндогенного оруденения (генетического ряда), являющегося продуктом деятельности конкретной рудообразующей системы. Ареалы развития оруденения и гидротермально измененных пород на площади рудного узла и по вертикали очерчивают контуры палеогидротермальной рудообразующей системы, а последовательность формирования, зональность и особенности локализации различных типов руд отражают характер и направленность ее эволюции.

Большинству рудных узлов с гидротермальным оруденением свойственно:

- закономерное зональное размещение различных типов руд относительно "центра" палеогидротермальной рудообразующей системы, который представлен ареалом развития наиболее раннего (часто наиболее высокотемпературного) оруденения или интрузивными магматическими образованиями; положение такого центра пространственно совпадает с наиболее проницаемым участком рудного узла;

- единая направленность и последовательность формирования оруденения;

- геохимическая общность рудной минерализации различных типов по набору ведущих рудных элементов и элементов-примесей;

- общность генетических или парагенетических связей оруденения с последовательно проявленными определенными магматическими образованиями;

- унаследованность структурных условий формирования различных типов руд.

Таким образом, рудный узел является законченным цельным геологическим объектом, пространственно отождествляющимся с рудообразующей системой. При этом месторождение является лишь частью рудного узла, границы которой часто определяются экономическими критериями. В связи с этим нам представляется, что изучение пространственно-временных и генетических соотношений различных типов оруденения целесообразнее проводить в объеме

рудных узлов, а не месторождений (рудных формаций). Поэтому “первокирпичиком” такого анализа выбрана не рудная формация, а минеральная ассоциация, соответствующая определенному типу оруденения (сурьмяно-ртутному, свинцово-цинковому, арсенидному никель-кобальтовому, сульфосольному и т.д.). В пределах конкретных рудных узлов проявляется обычно комплекс таких минеральных ассоциаций (типов гидротермального оруденения), последовательно сменяющих друг друга во времени либо в пространстве (латеральная зональность). Последовательно формирующиеся в пределах рудного узла минеральные ассоциации образуют с т а д и а л ь н ы е (временные) генетические ряды оруденения, отражающие эволюционно-прерывистый характер процессов эндогенного рудообразования. Изменчивость состава минеральных ассоциаций в пространстве, приводящая к переходу их в другие разновозрастные минеральные ассоциации, определяет появление ф а ц и а л ь н ы х (латеральных) генетических рядов, образование которых связано с изменением в пространстве (по латерали и вертикали) геологических и физико-химических условий рудоотложения. Реальным выражением такого ряда в рудном узле является фациальная зональность оруденения. Таким образом, стадиальные и фациальные генетические ряды эндогенного оруденения в пределах рудных узлов отражают эволюцию единой гидротермальной рудообразующей (или рудно-магматической) системы в пространстве и во времени.

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫХ РУД И СТАДИАЛЬНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Серебро-сурьмяное оруденение повсеместно сопровождается сходным набором гидротермальной минерализации, включающим мышьяковую (арсенидную или сульфоарсенидную), полиметаллическую, ртутную, флюоритовую и баритовую. Интенсивность их проявления в различных рудных районах и рудных узлах далеко не одинакова. К примеру, в Толбонурском и Юстыдском рудных узлах резко преобладает серебро-сурьмяное оруденение, в Кумыштагском наряду с ним широко развито арсенопирит-леллингитовое, преобладающее в Чалкуйрюкском. В Спишско-Гемерском рудогорье (ЧСФР) и Сагсайской зоне (Монголия) ведущее положение принадлежит ртутной минерализации швацитового (барит-блеклорудного) типа. Однако, несмотря на все различия геологических обстановок и условий формирования оруденения, в большинстве сереброрудных узлов устанавливается единая направленность эволюции процессов эндогенного рудообразования во времени. Это выражается в сходной последовательности отложения минеральных ассоциаций руд: мышьяковая (арсенидная, сульфоарсенидная или сульфосольная) → карбонатная (сидеритовая, сидерит-баритовая, сидерит-флюоритовая) → кварц-арсенопиритовая → сурьмяная (сульфосольная) → сульфидная.

Достаточно полно проявленная минеральная ассоциация, отделенная от других по времени формирования периодом проявления тектонических движений и дробления пород, может соответствовать стадийной минеральной ассоциации, а иногда и минеральной ассоциации отдельного этапа минералообразования. В рудных узлах такие ассоциации могут проявляться обособленно от других в виде самостоятельных геологических тел (жил, жильных зон, зон метасоматической вкрапленности) и отвечать, таким образом, соответствующему типу гидротермальной минерализации или оруденения. Такую самостоятельность могут приобретать мышьяковая ассоциация, соответствующая Ni-Co-арсенидному, Co-сульфоарсенидному, Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосолюному оруденению; карбонатная — сидеритовой, сидерит-баритовой, баритовой или флюоритовой минерализации; сурьмяная — серебро-сурьмяной и т.д.

Неполно проявленная в рудном узле минеральная ассоциация может в редуцированном виде проявиться в рудах в виде отдельного минерального парагенезиса или даже части слагающих его минералов.

Наиболее ранней минеральной ассоциацией в рудных узлах с серебро-сурьмяным оруденением является мышьяковая. Интенсивность и формы ее проявления в изученных регионах различны. В одних рудных узлах (Юстыдский, Спишско-Гемерское рудогорье и др.) она представлена низкотемпературными карбонатно-арсенидными жилами, сложенными сидеритом, анкеритом, арсенопиритом, леллингитом, шмальтином-хлоантитом, герсдорфитом, раммельсбергитом, никелином и другими арсенидами и сульфоарсенидами никеля и кобальта. В других регионах мышьяковая минеральная ассоциация формирует более высокотемпературные арсенопирит-леллингитовые (иногда с Ni и Co) жилы и зоны метасоматической вкрапленности (Кумыштагский, Чалкуйрюкский рудные узлы) или кварц-касситерит-сульфидные жилы с обильными арсенопиритом и леллингитом (Базардаринский, Бугучиджилгинский рудные узлы, Фрайбергское рудное поле и др.). Кроме того, в ряде рудных узлов этому периоду гидротермальной деятельности соответствует формирование медно-кобальтовой сульфоарсенидно-сульфосолюной минерализации: сульфоарсениды никеля, кобальта и железа и мышьяковые сульфосоли (Юстыдский и Каргинский рудные узлы). Иногда мышьяковая минерализация может проявиться редуцированно в виде редкой вкрапленности арсенопирита, кобальтина, герсдорфита, леллингита и сульфидов Ni, Co и Fe в гидротермально измененных породах (листвениты, аргиллизиты, березиты) или в составе мало-мощных кварцевых и кварц-карбонатных прожилков.

Таким образом, наиболее ранняя минеральная ассоциация в рудных узлах с серебро-сурьмяными рудами представлена соответствующими типами гидротермального оруденения мышьякового профиля: Ni, Co, As; Co, As; Cu, Co, As; Sn, Fe, As; (Au), Fe, As. Пространственно они достаточно четко обособляются от более поздних сидеритовых жил с сурьмяными сульфосолями и часто приурочены к различным системам разрывных нарушений (Юстыдский, Базардаринский, Кумыштагский и другие рудные узлы) (см. рис. 9).

Иногда оруденение мышьякового профиля отделяется от последующего серебро-сурьмяного периодом проявления магматической деятельности и формирования даек базальтоидов и щелочных базальтоидов (Зигерланд-Вид, Юстыдский рудный узел). Это позволяет относить мышьяковую минерализацию к самостоятельному этапу минерализации, непосредственно предшествовавшему формированию серебро-сурьмяного оруденения.

Следующей по времени формирования минеральной ассоциацией является карбонатная, в состав которой входят сидерит, кварц, барит, анкерит, кальцит, флюорит и рудные минералы. Резко преобладает сидерит, слагающий основу жил и жильных зон этой минеральной ассоциации, в меньших количествах присутствуют остальные минералы. Значительные количества барита в составе этой ассоциации характерны для проявлений швацитового минерального типа. Флюорит присутствует в качестве главного жильного минерала в сидеритовых жилах среди гранитов (Акджилга, Бугучи-Джилга и др.). Последовательность отложения минералов в сидеритовых жилах серебро-сурьмяных месторождений различных регионов во многом сходна (см. рис. 5, 12, 18). Наиболее ранним минералом является кварц, образующий шетки шестоватых кристаллов в зальбандах жил. На него нарастает крупнокристаллический сидерит, иногда совместно с пластинчатым баритом или флюоритом. В пустотах жил формируются хорошо ограненные кристаллы кварца-2 и сидерита. Центральная часть таких пустот обычно заполнена анкеритом или кальцитом. В виде вкрапленности в сидерите отмечаются рудные минералы, содержание которых в жильной массе невелико. Они представлены пиритом (месторождение Кумыштаг); пиритом и халькопиритом (Асхатин, Средний Нарин-Гол); минералами Ni и Co (Зигерланд-Вид, Спишско-Гемерское рудогорье и др.). Состав карбонатов этой ассоциации часто зависит от состава вмещающих пород. В жилах среди карбонатных отложений наряду с сидеритом широко развиты кальцит и анкерит (Кумыштаг, Савоярды, Теплоключенское), в основных и ультраосновных породах преобладают магнезиальные карбонаты: доломит, анкерит (Сагсайская зона, Спишско-Гемерское рудогорье).

Количество флюорита и барита в сидеритовых жилах варьирует в значительных пределах. В Базардаринском рудном узле в некоторых жильных зонах флюорит преобладает над карбонатами, образуя практически лишенные сидерита мономинеральные жилы (участки Конный, Кобриген, верховья р. Элису и др.). Барит в значительных количествах в составе этой ассоциации отмечается лишь на проявлениях швацитового типа, где он слагает собственно баритовые жилы с незначительной примесью сидерита (Сагсайская зона).

На большинстве месторождений отложение ранних карбонатов обособлено в отдельную стадию (см. рис. 5, 18). Но в некоторых случаях с заключительными периодами этой стадии связано отложение рудных минералов (висмутит, хробетсуит, халькостибит и тетраэдрит), кристаллизовавшихся совместно с сидеритом (Акджилга, Кер-Д'Ален) (см. рис. 21, 26).

Более поздней минеральной ассоциацией в серебро-сурьмяных рудах является кварц-арсенопиритовая. Она обычно сложена кварцем, арсенопиритом, леллингитом, гудмундитом, пиритом, пирротинном. Иногда в ее составе отмечаются арсениды и сульфоарсениды Ni и Co: никелин, герсдорфит, раммельсбергит, кобальтин и др. (Спишско-Гемерское рудогорье, Зигерланд). Кварц-арсенопиритовая ассоциация неодинаково проявлена на серебро-сурьмяных месторождениях разных регионов. Наиболее широко она развита в Толбонурском рудном узле, где арсенопирит и леллингит в сидеритовых жилах слагают гнездообразные обособления и линзы до 5—10 см либо цемент брекчий. В других рудных узлах минералы кварц-арсенопиритовой ассоциации образуют тонкие прожилки в карбонатных жилах либо корочки арсенопирит-пирротин-леллингит-гудмундитового состава, выстилающие поверхность пустот среди сидерита.

Эта ассоциация на одних месторождениях обособляется как стадийная (Асхатин, Толбонур), на других (Кумыштагский рудный узел) она проявляется слабее и соответствует начальному минеральному парагенезису сульфосольной (тетраэдритовой) стадии (см. рис. 18). Иногда кварц-арсенопиритовая ассоциация представлена редуцированно, в виде редкой вкрапленности пирита или арсенопирита в составе тетраэдритовых прожилков в сидерите (проявления Базардаринского рудного узла, см. рис. 26).

Во многих рудных узлах в составе кварц-арсенопиритовой ассоциации отмечаются минералы никеля и кобальта. Причем наибольшее их количество установлено в участках развития основных, ультраосновных и других пород, обогащенных этими элементами. Последовательность отложения минералов кварц-арсенопиритовой ассоциации на многих месторождениях достаточно близка: пирит → арсенопирит → леллингит → гудмундит, что свидетельствует о возрастании роли сурьмы к заключительным периодам формирования этой ассоциации. Это подтверждается и тем, что во внешних зонах кристаллов арсенопирита и леллингита отмечаются высокие содержания сурьмы.

Следующей по времени формирования минеральной ассоциацией является сульфосольная. Она охватывает основные рудные парагенезисы серебро-сурьмяных месторождений и представлена большой группой сурьмяных сульфосолей Cu, Pb и Ag. Наиболее распространен среди них тетраэдрит (Ag от 1—2 до 30 %), в значительных количествах наблюдаются халькостибит, джемсонит, бурнонит, цинкенин и целый ряд более редких сульфосолей — буланжерит, семсейит, плагионит, робинсонит, Ви-бертьерит, пираргирит, менегинит, андорит, геокронит. Известны также висмутовые и мышьяковые сульфосоли — теннантит, энаргит, миаргирит, эмплектит, козалин, бенджаминит, матильдит и др., сульфиды — антимонит, хоробетсуит, висмутин, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и др. (см. рис. 4, 28, табл. 4, 5).

Эта ассоциация может отчетливо обособляться в отдельную стадию (Асхатин-Озерная зона, Толбонурское и Кумыштагское месторождения), перекрываться по времени формирования с сидеритовой

ассоциацией (Акджилга, Кара-Оюк, Асхатин и др.) или может быть представлена парагенезисами двух стадий (Акджилга, Кумыштаг и др.) (см. рис. 18, 21).

Для большинства изученных месторождений установлена близкая последовательность формирования минеральных парагенезисов этой ассоциации, которая выражается в последовательном отложении сульфосолей со все более низким отношением $Sb:Me$ или $(Sb + Bi):Me$. В рудах многих серебро-сурьмяных месторождений выявлен следующий порядок отложения минералов сурьмы: антимонит, хоробетсуит (Sb_2S_3) ; $(Sb, Bi)_2S_3 \rightarrow$ цинкенит $(PbSb_4S_7) \rightarrow$ джемсонит $(Pb_4FeSb_6S_{14}) \rightarrow$ халькостибит, эмплектит $(Cu(Sb, Bi)_2S_2) \rightarrow$ тетраэдрит $(Cu_{12}Sb_4S_{13}) \rightarrow$ бурнонит $(CuPbSbS_3) \rightarrow$ галенит (PbS) , халькопирит $(CuFeS_2)$. Такой ряд соответствует "обратной" последовательности отложения сурьмяных сульфосолей, отмеченной в свое время Ю.С. Бородачевым [1978].

Первым в составе рассматриваемой ассоциации отлагается парагенезис антимонита (обычно Bi -содержащего), хоробетсуита и высокосурьмяных сульфосолей цинкенита, густавита, андорита, халькостибита. С ними ассоциируют иногда сфалерит, джемсонит, гудмундит и др. Эти минералы в виде хорошо ограненных кристаллов, выросших на стенках трещин или в пустотах среди сидеритовых жил, сцементированы сидеритом, анкеритом (Асхатин, Кара-Оюк, Акджилга), кварцем и кальцитом (Кумыштаг) или более поздними сульфосолями — тетраэдритом и бурнонитом.

Следующий по времени формирования парагенезис включает в себя тетраэдрит (швацит), бурнонит, халькопирит, ассоциирующие иногда с висмутом самородным, семсейитом, сфалеритом и другими более редкими минералами. Они замещают высокосурьмянистые сульфосоли предыдущего парагенезиса, при этом избыток Bi , часто освобождающегося при замещении висмутсодержащих минералов (Bi -халькостибит, эмплектит), сбрасывается в виде самородного висмута (см. рис. 34). Позже этого парагенезиса отлагаются разнообразные сурьмяные и висмутовые сульфосоли Cu , Pb , Ag в ассоциации с висмутином, халькопиритом, галенитом (см. рис. 18, 21, 28).

Заключительной минеральной ассоциацией в серебро-сурьмяных рудах является сульфидная, к которой относятся парагенезисы галенита, позднего халькопирита, сфалерита, висмутина, самородного висмута, киновари (для швацитового типа) и незначительного количества сульфосолей. Минералы этой ассоциации интенсивно замещают ранние сульфосоли предыдущей ассоциации иногда с образованием полных псевдоморфоз. На многих серебро-сурьмяных месторождениях сульфидная ассоциация проявлена редуцированно и представлена редкими тонкими прожилками поздних сульфидов (Акджилга, Асхатин, Пограничное, Кумыштаг и др.). Более интенсивно она обычно развивается на флангах рудных зон, где поздние сульфиды могут преобладать в рудах. Наибольшее развитие сульфидная ассоциация получила в рудах галенит-сфалеритового минерального типа, являющегося переходным к серебро-свинцовым месторождениям. На месторождениях различного геохимического профиля сос-

тав поздних сульфидных парагенезисов существенно отличается. Для серебро-сурьмяных месторождений медно-серебряного профиля (тетраэдритовый, халькостибитовый и халькопиритовый минеральные типы) среди поздних сульфидов преобладают халькопирит, висмутин и самородный висмут; для проявлений свинцово-серебряного профиля более характерен галенит, а ртутно-серебряного — киноварь.

Формирование ассоциации поздних сульфидов часто совмещено во времени с отложением парагенезисов предшествующей сульфосольной ассоциации, из-за чего трудно между ними провести стадийную границу. Вероятнее всего, они являются крайними членами последовательного ряда минеральных парагенезисов (от высокосурьмянистых сульфосолей до поздних сульфидов), отлагавшихся при направленном изменении соотношения ($\text{Sb} + \text{Bi}$) : Me в гидротермальном растворе.

Заключают гидротермальный процесс на серебро-сурьмяных месторождениях пострудные кальцитовые, кальцит-хлоритовые, цеолит-кальцитовые (Асхатин, Кумыштар), флюоритовые (Базардаринский и Бугучиджилгинский рудные узлы) или барит-карбонатные прожилки.

Таким образом, закономерное развитие гидротермального процесса на серебро-сурьмяных месторождениях приводит к формированию последовательного ряда минеральных ассоциаций: мышьяковой, карбонатной ($\pm$ флюорит, барит), кварц-арсенопиритовой, сульфосольной и сульфидной. Их самостоятельное, обособленное проявление в рудных узлах обуславливает конкретные типы гидротермального оруденения, образующего соответствующие стадийные генетические ряды. Обобщенно такой ряд может быть представлен в следующем виде: $[\text{Ni}, \text{Co}, \text{As}; \text{Cu}, \text{Co}, \text{As}; \text{Co}, \text{As}; \text{Fe}, \text{As}; \text{Sn}, \text{Fe}, \text{As}] \rightarrow [\text{Fe}, \text{CaF}, \text{Ba}] \rightarrow [\text{Fe}, \text{As}] \rightarrow [\text{Ag}, \text{Sb}; \text{Cu}, \text{Hg}, \text{Sb}; \text{Ag}, \text{Pb}] \rightarrow [\text{Ag}, \text{Pb}; \text{Pb}, \text{Zn}]$.

ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕРЕБРО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В конкретных рудных узлах серебро-сурьмяное оруденение проявляется в составе сложных стадийных и фациальных генетических рядов гидротермального оруденения. Рассмотренный выше стадийный генетический ряд отражает лишь общую последовательность развития процесса рудоотложения, но не раскрывает характер пространственной связи серебро-сурьмяного оруденения с другими типами гидротермальной минерализации и его положение в фациальных генетических рядах. Множественность факторов, влияющих на полноту проявления генетических рядов эпитеpмального оруденения, в значительной мере определяет неравномерность их развития в пространстве и во времени. Поэтому в пределах конкретных рудных районов или рудных узлов генетические ряды в полном объеме, как правило, не реализуются, а проявляются лишь отдельные

их члены, наиболее тесно генетически связанные. В связи с этим рудные узлы и рудные районы обычно специализированы на те или иные типы оруденения. В одних преобладает оруденение мышьякового профиля Ni, Co, As; Co, As; Cu, Co, As; Fe, As, в других последнее ассоциирует с серебро-сурьмяным, в третьих широко развито ртутное (швацитовое) или серебро-свинцовое оруденение. На примере трех таких типов рудных узлов рассмотрим особенности проявления эндогенной зональности и соотношения различных типов эпitherмального оруденения в фациальных генетических рядах.

В рудных узлах мышьякового профиля преимущественно развиты один или несколько типов мышьякового (арсенидного, сульфоарсенидного или сульфосольного) оруденения. Рудных узлов, где бы в "чистом виде" обособленно от других было проявлено только лишь Ni, Co, As оруденение, не так уж много. Типовыми примерами для них могут служить рудные узлы с такими известными месторождениями, как Бу-Аззер (Марокко), Кобальт, Гоуганда, Элк-Лейк в Онтарио, Эко-Бей и Камсел-Ривер в Северо-Западных Территориях (Канада), Конгсберг (Норвегия), Рудные горы (Германия), Актепе (Средняя Азия) и ряд других, гораздо более мелких участков в различных регионах мира. Рудные узлы с Ni-Co-As оруденением достаточно хорошо изучены и описаны [Крутов, 1959, 1970; Шнейдерхен, 1958; Кемпбелл, 1964; Томпсон Р., 1964; Мур, 1964; Petruk, 1968, 1971; Jambor, 1971; Мрна, Pavlou, 1958; Дымков, 1960; Leblanc, Billaud, 1982; Leblanc, 1986; Changkakoti et al., 1986; Andrews et al., 1986; Минеральные месторождения Европы, 1982, 1988; Урановые месторождения., 1984; Лебедев, 1971; Борисенко и др., 1984; и др.]. Они представляют собой площадные ареалы развития арсенидно-карбонатных жил (Гоуганда, Кобальт, Эко-Бей, Конгсберг) либо серии сближенных линейных рудоносных жильных или штокверковых зон, структурно связанных с крупными разрывными нарушениями. Площадь таких рудных узлов колеблется от 15—20 до 100—150 км².

Рудные жилы, являющиеся жилами выполнения, имеют, как правило, небольшую мощность (10—50 см, в редких случаях первые метры) и протяженность ($n \cdot 10 - n \cdot 100$ м, реже 1—2 км). Вертикальный размах рудных жил обычно не превышает 300—500 м, и лишь в редких случаях они прослеживаются на глубину до 1100 м и более (Конгсберг).

Для подавляющего большинства рудных узлов весьма характерна приуроченность Ni, Co, As оруденения к породам с повышенным содержанием Ni и Co: серпентиниты (Бу-Аззер, Акол, Бай-Тайга и др.), диабазы, амфиболиты (Кобальт, Гоуганда, Эко-Бей, Рудные горы и др.), зоны сульфидизированных пород (Кобальт, Рудные горы, Конгсберг, Шладминг) и медистые сланцы (рюккены Мансфельда). Арсенидная минерализация в рудных жилах появляется только в участках пересечения ими зон сульфидизированных пород-фальбандов (Конгсберг, Шаланш и др.), прослоев медистых сланцев (рюккены Мансфельда), даек или силлов диабазов, интрузий гипербазитов и других пород, обогащенных Ni и Co (Бу-Аззер, Актепе). Приуроченность Ni, Co, As оруденения к таким породам является одной из

важнейших закономерностей размещения арсенидных руд в подобных рудных узлах, на что обращалось внимание многими исследователями [Крутов, 1959; Petruk, 1971; Robinson, Ohmoto, 1973; Тюлькин, 1980; Борисенко и др., 1984].

В рассматриваемых рудных узлах проявлений магматических пород, близких по времени формирования к арсенидному Ni-Co оруденению, как правило, не устанавливается. В редких случаях (Бу-Аззер, Конгсберг) фиксируются дайки диабазов и долеритов, с которыми предполагается парагенетическая связь арсенидного оруденения [Leblanc, Billaud, 1982; Минеральные месторождения Европы, 1982; и др.]. Однако базальтоидный магматизм, близкий по времени проявления с Ni, Co, As оруденением, характерен для большинства провинций с рудными узлами указанного профиля [Борисенко и др., 1984].

Оруденение в таких узлах не отличается большим разнообразием, резко преобладают карбонатно-арсенидные жилы, которые в периферических зонах их ареала распространения сменяются слабооруденелыми или безрудными.

Формирование оруденения протекает, как правило, в несколько стадий. Обобщенная схема последовательности отложения минеральных ассоциаций карбонатно-арсенидных жил может быть представлена в следующем виде: карбонаты, кварц → арсениды никеля и кобальта (никелин, раммельсбергит, скуттерудит, саффлорит и др.) → сульфоарсениды (герсдорфит, кобальтин) → самородный мышьяк → мышьяковые и сурьмяные сульфосоли Pb, Cu, Ag → сульфиды. Геохимическая направленность процесса выражается следующим рядом: Ca, Mg, Co₃ → Ni, Co, As → Ni, Co, As, S → Cu, Pb, Ag, As, Sb ± Hg. Висмут в виде самородного висмута, висмутина и сульфосолей отлагается (или переотлагается) на всех стадиях гидротермального процесса. Пространственного обособления продуктов разных стадий в таких рудных узлах не наблюдается, в связи с чем отсутствует ясно выраженная зональность оруденения, хотя в ряде случаев отмечается смена от центра к периферии существенно кобальтовых руд никелевыми (Бу-Аззер и др.).

Следует особо отметить, что для руд некоторых Ni-Co-арсенидных месторождений характерны необычно высокие содержания ртути — до 0,8 % (Кобальт, Онтарио). На них отмечается серебро, содержащее до 8,1 % ртути (Кобальт, Камсел Ривер, Эко-Бей, Конгсберг, Актепе, Тянь-Шань), тиманит (Николсон), Hg-сфалерит (Актепе, Тянь-Шань) и другие минералы (табл. 27), что позволяет считать эти месторождения ртутьсодержащими.

Для поздних минеральных ассоциаций многих арсенидных месторождений (Бу-Аззер, Кобальт, Яхимов, Акол, Актепе и др.) весьма характерны минералы сурьмы: Sb-серебро, тетраэдрит, фрейбергит, сурьма самородная, пираргирит и другие сульфосоли, а также барит с сидеритом и другие карбонаты. Эти минеральные ассоциации близки к парагенезисам серебро-сурьмяного оруденения. В рудных узлах такого типа они проявляются в незначительном масштабе, хотя

Минералы ртути в рудах никель-кобальтовых арсенидных месторождений

Месторождение (район)	Минералы ртути	Литературный источник
Кобальт (Канада)	Серебро (Hg 0,4—8,1 %)	Boyle, Dass, 1971
Камсел Ривер (Канада)	Серебро (Hg 1,46—4,3 %)	Changkakoti, Morton, 1986
Эко-Бей (Канада)	Серебро (Hg 0,23—1,82 %)	Там же
Никольсон (Канада)	Тиманит	Структурная геология..., 1964
Конгсберг (Норвегия)	Серебро (Hg 0—5 %)	Минералы, 1960. — Т. 1
Добшина (ЧСФР)	Тетраэдрит (Hg 2 %)	Varček, 1984
Хову-Аксы (Тува, СССР)	Блеклая руда (Hg 0,39 %)	Рудашевский и др., 1978
Актепе, Тянь-Шань	Сфалерит (Hg 0,1 %) серебро Hg-содержащее	Моисеева, 1969
Шаланш (Франция)	Hg	Крутов, 1959
U и Ni-Co-Ag месторождения Богемского массива (ЧСФР)	Амальгамы Ag, метациннабарит, селениды ртути	Урановые месторождения..., 1984
Ковары (Польша)	Киноварь	Mochnecka, 1971
Тандер-Бей (Канада)	Серебро (Hg до 18,2 %)	Franklin et al., 1986

часто достаточно четко обособляются как стадийные минеральные ассоциации.

Более интенсивно на месторождениях этого типа проявлены баритовая (Рудные горы, Актепе, рюккены Мансфельда и др.) и флюоритовая (Рудные горы, Гарц, Шварцвальд) минерализация. Барит и флюорит совместно с карбонатами составляют основу арсенидных жил и отлагаются, как правило, до основной массы арсенидов никеля и кобальта. Таким образом, общая последовательность формирования минеральных парагенезисов устанавливается в следующем виде: $\text{CaF}_2(\pm \text{Ba}) \rightarrow \text{Ni, Co, As} \rightarrow \text{Ag, Sb}(\pm \text{Hg} \pm \text{Ba})$.

В некоторых рудных провинциях аналогичное Ni-Co-As оруденение сопровождается Cu-Co-As или Pb-Zn. Типовыми примерами являются Ховуаксинский, Абаканский, Кызылоюкский, Каргинский, Южно-Чуйский и другие рудные узлы в Алтае-Саянской области. Они приурочены к сложнопостроенным тектоническим узлам, располагающимся в участках сочленения или пересечения крупных региональных разломов. В строении рудных узлов участвуют породы двух структурных ярусов. Нижний ярус сложен в разной степени метаморфизованными породами раннего палеозоя (Є, О, S) и прорывающими их магматическими породами. Верхний ярус образует вулканогенно-осадочные и терригенные красноцветные (иногда галогенные) отложения девона.

В размещении оруденения в таких рудных узлах устанавливается отчетливая зональность: центром ее являются, как правило, месторождения Ni-Co-арсенидных руд, по периферии размещаются более

мелкие проявления медно-кобальтовой, полиметаллической и баритовой минерализации. Причем последние локализуются преимущественно в девонских породах верхнего структурного яруса, а арсенидное в большей мере тяготеет к раннепалеозойским толщам нижнего яруса. В общем виде устанавливается следующий латеральный ряд зональности: Ni, Co, As → Cu, Co, As → Pb, Zn, Cu, As → Ba(Cu, Pb).

Эпитермальное оруденение этих рудных узлов многостадийное [Шишкин, 1967; Лебедев, 1971; Тюлькин, 1980; Рудные формации Тувы, 1981; Борисенко и др., 1984]. Ранним стадиям соответствует формирование арсенидных ассоциаций (никелин, сафлорит, скутерудит, раммельсбергит), развитых преимущественно на Ni-Co месторождениях в центральных частях рудных узлов: Ховуаксинском, Кызылоюкском и Абаканском месторождениях в одноименных рудных узлах. Несколько более поздними являются ассоциации сульфосолей (теннантит и более редкие сульфосоли Cu, Pb) и сульфоарсенидов (герсдорфит, кобальтин). Продукты поздних стадий преимущественно развиты на проявлениях Cu-Co, полиметаллической и баритовой минерализации, тяготеющих к периферическим участкам рудных узлов. При этом следует отметить, что теннантит и некоторые сульфиды (халькопирит, галенит) в незначительных количествах отмечаются и в составе ранних арсенидных ассоциаций и являются, по сути дела, сквозными минералами для всех стадий гидротермального процесса. Так, теннантит, халькопирит и галенит на Ховуаксинском месторождении в карбонатно-арсенидных жилах отлагались до арсенидов Ni и Co, совместно с ними (ранняя и поздняя арсенидные стадии) и после них в сульфидно-сульфосольную стадию [Лебедев, Борисенко, 1984]. Отложение арсенидов и сульфоарсенидов Ni и Co на многих Cu-Co месторождениях происходило близко одновременно с теннантитом, с которым они образуют тесные сростания (Узун-Ой, Чергакское, Могенбуренское, Цинкук). Характерно, что сульфидно-сульфосольная ассоциация (теннантит, халькопирит, галенит и другие сульфиды) образует своего рода "чехол" вокруг арсенидных жил, отлагаясь преимущественно на их флангах, в верхних и нижних частях и вдоль зальбандов. Таким образом, зональность рудных жил Ховуаксинского месторождения во многом сходна с зональным размещением оруденения в пределах всего рудного узла и выражается в преимущественной локализации арсенидной минерализации в центральных частях рудоносных структур, а сульфидно-сульфосольной — на их флангах. В минеральном отношении такая зональность выражается в редуцировании к внешним частям рудоносных структур арсенидов Ni и Co и в более широком развитии теннантита и сульфидов, отлагавшихся на разных стадиях гидротермального процесса. В связи с этим такую зональность, с одной стороны, можно рассматривать как фациальную (изменение в пространстве количественных соотношений фаз в составе стадийных парагенетических ассоциаций), а с другой — как стадийную (изменение количественных соотношений минеральных парагенезисов разных стадий). Такой же вывод можно сделать и для

барита, отмечающегося как в арсенидных жилах (хотя и в незначительных количествах), так и в сульфидно-сульфосольных и особенно баритовых на флангах рудоносных стуктур.

В составе минеральных ассоциаций заключительной стадии на Ni-Co-арсенидных и Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольных проявлениях отмечаются минералы сурьмы: тетраэдрит, фрейбергит, блеклая руда смешанного состава, бурнонит, а также самородное серебро, галенит, сфалерит и другие сульфиды в ассоциации с кальцитом, анкеритом или сидеритом (Хову-Аксы, Узун-Ой, Цинкук, Мергенбулак, Ирбисту и др.). К этим парагенезисам приурочены и повышенные содержания ртути [Рудашевский и др., 1978; Захаров, Захарова, 1980]. Эта минеральная ассоциация, близкая к серебро-сурьмяной, отмечается в составе секущих сидерит-анкерит-сульфидных прожилков (Цинкук, Мергенбулак).

В ряде рудных узлов Алтае-Саянской складчатой области (Талай-лыгский, Карагемский, Владимировский и др.) центральное положение занимают проявления кобальтовой сульфоарсенидной минерализации, а Cu-Co-сульфосольно-сульфоарсенидное и баритовое, как и в вышеописанных случаях, локализуются по их периферии.

Таким образом, наблюдаемый в этих рудных узлах латеральный переход различных типов руд, выраженный в проявлении фациальной зональности, характеризует соотношения различных типов эндогенного оруденения, относящегося к единому фациальному генетическому ряду:



В рассмотренных выше рудных узлах развито оруденение мышьякового профиля — арсениды, сульфоарсениды Ni, Co, Fe и мышьяковые сульфосоли Cu, Ag, Pb. Серебро-сурьмяное проявлено редуцированно, хотя и достаточно постоянно.

Вторым типом рудных узлов с низкотемпературным оруденением являются рудные узлы, в которых наряду с мышьяковой минерализацией (Ni, Co, As; Cu, Co, As; Co, As; Fe, As) широко проявлено оруденение сурьмяного профиля: Ag-Sb; Ag-Pb; Cu, Hg, Sb. В таких рудных узлах мышьяковый тип оруденения представлен в основном арсенидно-сульфоарсенидной минеральной ассоциацией: герсдорфит (кобальтин)-леллингитовой ($\pm$ скуттерудит, раммельсбергит, хлонтит) (Юстыдский, Словацкое рудогорье, Зигерланд, Хютенберг, Кер-Д'Ален), арсенопирит-леллингитовой (Толбонур, Кумыштаг, Кено-Хил, Галена-Хил) или касситерит-арсенопирит-леллингитовой (Акджилга, Фрайберг, Корнуолл, месторождения Якутии и др.).

Одним из таких рудных узлов является описанный выше Юстыдский рудный узел. Широко развитое в его пределах мезозойское эпитермальное оруденение формировалось в два этапа: ранний с Ni, Co, As; Fe, As и Cu, Co, As оруденением и поздний с Ag, Sb и Cu, Hg, Sb, которые разделены периодом внедрения даек лампрофиров чуйского комплекса (см. табл. 2).

Раннему этапу соответствуют две минеральные ассоциации: арсенопирит-леллингитовая (Co-арсенопирит, Ni-леллингит, леллингит,

раммельсбергит, скуттерудит, саффлорит, герсдорфит, шмальтин, Вi и др.) и сульфоарсенидно-сульфосольная (теннантит, герсдорфит, Вi, висмутин, энаргит и сульфиды Cu, Pb, Fe). В позднем этапе обособляются четыре минеральные ассоциации: сидеритовая, арсенопиритовая, тетраэдритовая (сульфосольная) и галенит-фрейбергитовая (сульфидная) (см. рис. 5).

В раннюю стадию — сидеритовую — отлагалась основная масса жильных минералов: сидерита, кварца, барита, анкерита и незначительных количеств пирита, халькопирита и гематита. Парагенезисами этой стадии сложена основная масса мощных сидеритовых жил, широко развитых на площади всего рудного узла. Вторая — арсенопиритовая (арсенидная) — стадия представлена парагенезисами арсенидов, сульфоарсенидов Fe, Ni и Co, гудмундитом, пиритом и пирротином. Продуктами третьей стадии — тетраэдритовой — являются парагенезисы сложных сурьмяных сульфосолей (тетраэдрит (Ag до 2,5 %), цинкениит, халькостибит, джемсонит, бурнонит), сульфидов (антимонит, хороветсуит, висмутин, халькопирит и др.), самородных элементов (Sb, Bi) с карбонатами (сидерит, анкерит), образующими Ag-Sb минеральную ассоциацию. На ртутных месторождениях барит-блеклорудного типа эта стадия представлена в основном ртутьсодержащей блеклой рудой (Hg — 18—20 %) в ассоциации с халькопиритом, аргентитом, бравоитом. Поздняя сульфидная стадия представлена сульфидами: галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом в ассоциации с кальцитом и иногда цеолитом (см. рис. 5).

В размещении эпитермального оруденения Юстыдского рудного узла отмечается отчетливо выраженная зональность (см. рис. 3). Центром ее является Асхатиингольское рудное поле, в котором широко развиты пологие карбонатно-арсенидные жилы. Серебро-сурьмяная минерализация в большей мере тяготеет к периферии Асхатиингольского рудного поля и локализуется в протяженных линейных зонах дробления в виде сидеритовых жил или жильных зон с сульфосолями Cu, Ag, Pb, Вi. В линейных зонах также устанавливается зональное изменение минерального состава, выражающееся в смене сульфосольного оруденения сульфидным (галенит-сфалеритовым или халькопиритовым). На крайней периферии рудного узла и за его пределами устанавливается ртутное оруденение, представленное проявлениями барит-блеклорудного типа и шлиховыми ореолами киновари, тяготеющими к зоне Курайско-Кобдинского разлома (см. рис. 2, 3).

Анализ зональности размещения эпитермального оруденения этого рудного узла целесообразно провести по временным “срезам” — стадиям минерализации (см. рис. 5). Продукты раннего этапа развиты в северо-восточной части узла (см. рис. 3). На Асхатиингольском месторождении с этим периодом гидротермальной деятельности связано формирование арсенопирит-леллингит-герсдорфитовых руд с самородным висмутом, незначительным количеством арсенидов Ni и Co — скуттерудита, раммельсбергита и сафлорита и более поздних теннантита, энаргита и сульфидов. По периферии рудного поля и за

его пределами проявляется медно-кобальтовое сульфоарсенидно-сульфосольное оруденение (Могенбуренское), сульфосольное теннантитовое (Серилигское и др.) и халькопиритовое (Правобережный, Моренный и др.). Главным минералом Cu-Co-As руд является теннантит, второстепенными — арсенопирит, леллингит, халькопирит, редкими — кобальтин, герсдорфит, Bi самородный, раммельсбергит, скуттерудит, сульфиды Cu, Pb и Zn [Тюлькин, 1980; Рудные формации Тувы, 1981; Павлова, 1987]. Кроме того, в других участках рудного узла отмечаются барит-свинцово-цинковые проявления с теннантитом и минералами никеля (участки Моренный, Джылкыдал полиметаллический). Таким образом, для оруденения этого этапа устанавливается зональность, близкая к описанной выше на примерах Ховуаксинского, Кызылоукского и других рудных узлов, что соответствует проявлению соответствующего фациального генетического ряда оруденения: $\text{Ni, Co, As} \rightarrow \text{Cu, Co, As} \rightarrow \text{Cu, Pb, Zn, Ba}$.

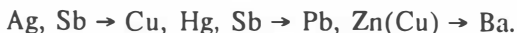
Продукты ранней стадии второго этапа минерализации — сидеритовой — широко распространены на площади всего рудного узла, и какой-либо ясно выраженной зональности в их размещении не наблюдается. Она проявляется лишь по простирацию конкретных сидеритовых жил и выражается в появлении на их флангах анкерита и кальцита.

Парагенезисы второй стадии — арсенопиритовой — развиты более локально в пределах рудного узла и устанавливаются в основном лишь в серебро-сурьмяных рудах.

Серебро-сурьмяная минеральная ассоциация (тетраэдритовая стадия) значительно шире распространена на площади Юстыдского рудного узла (см. рис. 3). Она проявляется как в ареале развития минерализации предыдущего этапа, так и далеко за его пределами. Крутопадающие сидерит-сульфосольные жилы субширотного простираания занимают секущее положение по отношению к пологим сидерит-арсенидным жилам Асхатиингольского месторождения. На Могенбуренском проявлении тонкие сидерит-тетраэдритовые прожилки отчетливо пересекают зоны с Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольным оруденением. Характерно, что тетраэдрит в таких прожилках является Hg- и Ag-содержащим ($\text{Hg} — 1—1,7 \%$; $\text{Ag} — 1,5 \%$). Сидерит-сульфосольная минерализация локализуется в протяженных жильных зонах, веером расходящихся к западу, югу и востоку от Асхатиингольского рудного поля (Асхатин-Озерная, Могенбуренская, Мунгунтайгинская, Янтауская, Левобережная, Тургенская сереброносные зоны) (см. рис. 3, 6). В пределах таких линейных зон наблюдается зональное распределение минеральных парагенезисов серебро-сурьмяной ассоциации от Асхатиингольского рудного поля к периферии. В одних зонах (Мунгунтайгинская, Могенбуренская и Левобережная) прослеживается смена тетраэдритовых руд халькопиритовыми и далее безрудными сидеритовыми жилами, иногда содержащими барит. Такая зональность согласуется с направленным изменением содержания Bi и Ag в блеклых рудах — цинкениите и халькостибите. В других зонах (Асхатин-Озерная, Тургенская и отчасти Янтауская) отмечается постепенный переход тетраэдритово-

го типа руд в халькостибит-тетраэдритовый и далее в цинкенитовый, бурнонитовый и галенитовый (см. рис. 4, 28), некоторые жилы на уч. Пограничном имеют сидерит-гудмундит-антимонитовый состав. Таким образом, в этих зонах наблюдается переход серебро-сурьмяного (сульфосольного) оруденения в свинцово-цинковый (сульфидный).

Минеральная зональность рассмотренных жильных зон связана не только с неравномерным размещением в пределах рудных зон различных парагенезисов тетраэдритовой стадии минерализации, но и с латеральной изменчивостью состава этих парагенезисов и состава слагающих их минералов (см. рис. 4, 28). Располагающиеся на периферии рудного узла проявления ртутной минерализации также представлены жилами кварц-сидерит-баритового состава (Джылкыдал, Кокури, Отсалар), содержащими арсенопирит и леллингит (арсенопиритовая стадия) и Hg-блеклую руду, халькопирит, аргентит, бравоит и другие сульфиды (тетраэдритовая стадия) [Васильев, 1965; Геология и генезис ..., 1978]. Этот тип оруденения является переходным между серебро-сурьмяным и мышьяково-сурьмяно-ртутным. Сходство его с первым проявляется не только в подобии минерального состава рудных и жильных парагенезисов, последовательности их формирования, но и в текстурно-структурных особенностях руд, присутствии в них сходного набора рудных элементов и элементов-примесей (Hg, Ag, Ni, Bi, Ba и др.). Серебро-сурьмяное оруденение в пределах рудного узла образует в целом площадной ареал распространения, а ртутное (проявления ртути и шлиховые ореолы кино-вари) — более узкие линейные зоны, отчетливо тяготеющие к Курайско-Кобдинскому глубинному разлому (см. рис. 3). Комплекс гидротермального оруденения этой стадии образует второй фациальный генетический ряд:



Поздняя сульфидная стадия с той или иной интенсивностью распространена практически на всех серебро-сурьмяных проявлениях рудного узла.

Таким образом, в Юстыдском рудном узле проявились два разновозрастных фациальных генетических ряда мезозойского оруденения:

- 1) Ni, Co, As $\rightarrow$ Cu, Co, As $\rightarrow$ Pb, Zn(Cu);
- 2) Ag, Sb $\rightarrow$ Cu, Hg, Sb $\rightarrow$ Pb, Zn(Cu) $\rightarrow$ Ba.

Характерно, что в этих генетических рядах проявлено два типа свинцово-цинкового оруденения. В первом из них, относящемся к Ni-Co-As ряду, блеклая руда представлена теннантитом (участки Джылкыдал полиметаллический, Моренный и др.), во втором — тетраэдритом или фрейбергитом (участки Правобережный, Чаган-Гол) (см. рис. 4, 28).

Подобная зональность в размещении эпитепмального оруденения намечается и в Толбонурском рудном узле, располагающемся к югу от Юстыдского на территории Монголии. Здесь также проявлены два разновозрастных генетических ряда оруденения: 1) арсенопирит-леллингитовое (иногда Ni-Co-содержащее) и 2) серебро-сурьмяное, ртутное и баритовое. Ртутное оруденение представлено барит-блек-

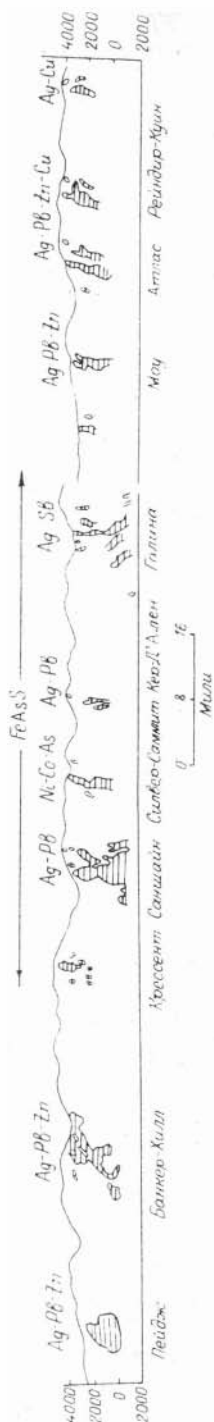


Рис. 52. Схема размещения свинцово-цинкового, серебро-свинцового, серебро-сурьмяного и никель-кобальтового арсенидного оруденения в рудных зонах Пейдж-Галина и Моу-Рейнджер-Куни, Кер-Д'Ален (США) (проекции на вертикальную плоскость) по данным С. Хоббса и В. Фриклунда [1972].

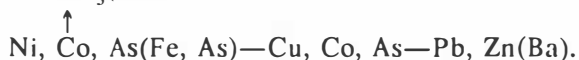
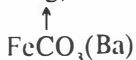
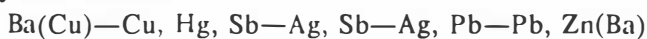
лорудным типом и локализуется на периферии рудного узла в зоне Теректинско-Толбонурского разлома.

Примерами рудных узлов, в которых преобладает серебро-свинцовое оруденение, могут служить Кер-Д'Ален в США и Зигерланд-Вид в Германии [Sideriterzgänge..., 1985; Хоббс, Фриклунд, 1972; Mitcham, 1952; и др.]. В районе Зигерланд-Вид широко развиты мощные (1—5 м) протяженные и выдержанные на глубину (> 1 км) сидерит-сульфидно-сульфосольные жилы, формировавшиеся в ходе многоэтапного и многостадийного гидротермального процесса. Основное оруденение относится к варисскому циклу и представлено следующими последовательно формирующимися минеральными ассоциациями: кобальтовой арсенидно-сульфоарсенидной (пирит, кобальтин, арсенопирит, глаукоdot, герсдорфит, никелин, скуттерудит) → кварц-сидеритовой (главные минералы рудных жил) → сульфидно-сульфосольной (галенит, сфалерит, халькопирит, бурнонит, блеклая руда, энаргит, буланжерит, кобеллит, антимонит, киноварь и др.) и рядом более поздних ассоциаций, относящихся к постварисскому этапу. В размещении этих ассоциаций намечается определенная зональность: центральное положение в этом районе занимает кобальтовая арсенидно-сульфоарсенидная минерализация, ареал распространения которой окружен полем развития сульфидно-сульфосольной ассоциации. Кварц-сидеритовый парагенезис развит еще шире по всей площади района. В пределах ареала сульфидно-сульфосольной ассоциации преобладают жилы, сложенные в основном сидеритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и другими сульфидами, но отмечаются и обособленные жилы сидерит-сульфосольного состава с тетраэдритом, содержащим серебро (до 0,1 %) и иногда ртуть (до 3,75 %) (участки Меркур, Гольдберг и др.). Антимонитовые и ртутные проявления барит-блеклорудного типа (с Hg) локализованы по периферии этого рудного узла. Для сульфидно-сульфосольного

оруденения намечаются латеральные переходы от Ag, Pb к Ag, Sb и Cu, Hg, Sb, что свидетельствует о проявлении фациального генетического ряда эпитермального оруденения.

В этом рудном узле единственными магматическими образованиями являются дайки диабазов. Они отчетливо пересекают жилы сидерита с явными признаками контактового воздействия. На них, в свою очередь, накладывается сульфидно-сульфосольная минерализация. Таким образом, рудный процесс делится на два этапа: ранний додайковый — арсенидно-сульфоарсенидная и кварц-сидеритовая стадии, более поздний — сульфидно-сульфосольная. Отчетливо проявлена латеральная зональность в ряде жильных зон серебро-рудного района Кер-Д'Ален в США [Mitcham, 1952; Хоббс, Фрикунд, 1972]. В жильных зонах Пейдж-Галина и в располагающейся на ее продолжении к востоку зоне Моу-Рейнджер-Куин проявлена зональность, которая выражается в смене существенно сульфоарсенидной Ni-Co минеральной ассоциации (герсдорфит, арсенопирит на месторождении Сильвер-Саммит) к западу и востоку сидерит-галенит-тетраэдритовой (Саншайн, Кер-Д'Ален) и сидерит-тетраэдритовой (Галина) и далее свинцово-цинковой (Пейдж, Банкер-Хилл, Моу, Атлас) и существенно медной халькопиритовой (Рейнджер-Куин) (рис. 52). Такая зональность в целом близка к описанной выше зональности оруденения в жильных зонах Юстыдского рудного узла, хотя в сидеритовых жилах Кер-Д'Алена более широко развит галенит.

Таким образом, в рассмотренных выше рудных узлах с различной полнотой проявлен своеобразный рудный комплекс, представленный стадийными и фациальными генетическими рядами минеральных рудных ассоциаций:



Серебро-сурьмяное, серебро-свинцовое и иногда ртутное (швацитовое) оруденения отмечаются и в рудных узлах с более высокотемпературными кобальтовыми сульфоарсенидными, арсенопирит-леллингитовыми или оловянными рудами. Для Алтае-Саянской области в качестве примера можно привести Карагемский рудный узел, где вокруг относительно высокотемпературных ($\leq 320^\circ\text{C}$) руд Карагемского кобальтового месторождения (кобальтин, данаит, глауколот, скуттерудит и др.) размещаются проявления жильной сидеритовой минерализации с халькопиритом, тетраэдритом, аргентитом и кобальтовыми минералами (Басычарекское, Верхнекарагемское и др.). В Южном Тянь-Шане в Чалкуйрюкском рудном узле серебро-сурьмяная минерализация (Серебряный рудник и др.) размещается в основном за пределами ареала развития сульфоарсенидного кобальтового оруденения (Со-арсенопирит, данаит, леллингит, скуттерудит и др.). Серебро-сурьмяное оруденение представлено кварц-карбонатными жилами с джемсонитом, тетраэдритом, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами.

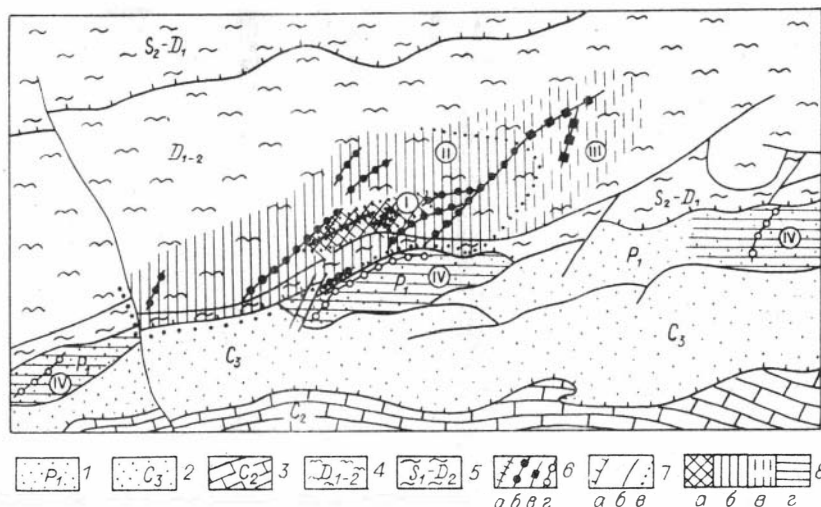
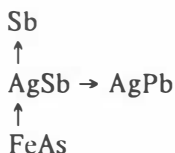


Рис. 53. Зональность эндогенного оруденения месторождения Савоярды (по данным О.В. Вершковской и др. [1980]).

1 — пермские терригенно-карбонатные отложения; 2 — верхнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения; 3 — мраморы и мраморизованные известняки среднего карбона; 4 — песчаники, алевролиты, сланцы нижнего-среднего девона; 5 — метаморфические сланцы силура и девона; 6 — рудные жилы и жилые зоны (а — кварц-пирит-арсенопиритовые, б — кварц-карбонат-жемсонитовые, в — кварц-менегинит-галенитовые, г — кварц-бертьерит-антимонитовые); 7 — надвиги (а), разломы (б), границы зон с различным оруденением (в); 8 — зоны развития кварц-пирит-арсенопиритовых (а), кварц-карбонат-жемсонитовых (б), кварц-менегинит-галенитовых (в) и кварц-бертьерит-антимонитовых (г) жил.

Отчетливо проявлена зональность в Иркеш-Савоярдинском рудном узле в Восточном Алае [Вершковская и др., 1979, 1980; Караев, 1979; и др.]. Здесь устанавливается следующая последовательность формирования минеральных ассоциаций: пирит-арсенопиритовая → сульфосольные (сфалерит-тетраэдритовая, жемсонитовая), пирит-арсенопиритовая (регенерированная), полисульфидная (галенит-менегинитовая) → антимонит-бертьеритовая. В их размещении отмечается отчетливая зональность. В центральных частях рудных полей и на глубоких горизонтах залегают пирит-арсенопиритовые руды, которые сменяются жемсонитовыми и далее менегинит-галенитовыми, а на флангах рудных зон и по периферии рудного поля цинкениит-антимонитовыми и бертьерит-антимонитовыми (рис. 53). Наиболее распространены в этом районе сульфосольные и антимонитовые руды. Таким образом, в пределах этого рудного узла проявился комплекс следующих стадийальных и фациальных генетических рядов минеральных ассоциаций:



Пространственно-временные соотношения высоко-среднетемпературной мышьяковой (арсенопирит-леллингитовой) и серебро-сурьмя-

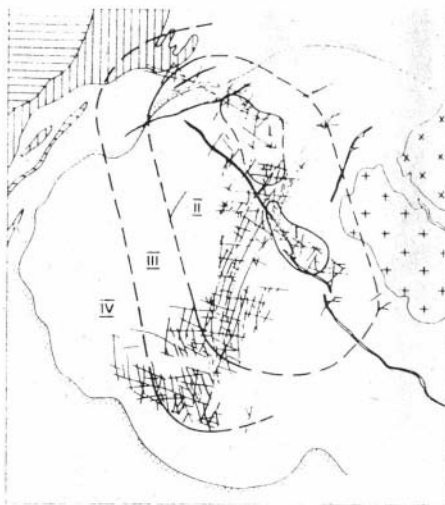


Рис. 54. Эндогенная зональность оруденения Фрайбергского рудного поля (по данным [Baumann, 1965]).

1 — метаморфические породы нижнего-среднего палеозоя; 2 — пермские терригенные отложения; 3 — отложения карбона; 4 — гранитоиды; 5 — дайки гранит-порфиров; 6 — рудные жилы; 7 — границы зон с различным оруденением.

ной минерализации достаточно хорошо изучены в Кумыштагском рудном узле, описанном выше. Здесь проявлен следующий стадийный генетический ряд минеральных ассоциаций: FeAs (арсенопирит, леллингит) → Cu, Zn (пирит, халькопирит, сфалерит) → FeCO₃ (сидерит, пирит) → AgSb (жемсонит, тетраэдрит, буланжерит и другие сульфосоли, галенит) → Sb (антимонит). Минеральные ассоциации, относимые к разным

стадиям гидротермального процесса, неравномерно распределены в рудном узле. На месторождении Учмичек широко развиты ранние парагенезисы мышьяковой ассоциации и редуцированно более поздние полиметаллической и сульфосолиной. В зонах жильной сидеритовой минерализации, располагающихся по периферии месторождения Учмичек (см. рис. 16), преобладают сульфосоли свинца (жемсонит, бурнонит), галенит и сфалерит, а арсенопирит отмечается в значительно меньших количествах. Дальше по простиранию жильных зон во все больших количествах проявляется серебросодержащий тетраэдрит, резко преобладающий над минералами более ранних парагенезисов. Наиболее удалены безрудные сидеритовые или анкерит-кальцитовые жилы, содержащие незначительное количество пирита, халькопирита и других сульфидов.

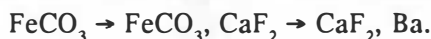
Низкотемпературное серебро-сурьмяное оруденение широко проявлено в оловорудных узлах многих рудных провинций мира. Классическими примерами этого являются район Корнуолла [Hosking, 1952, 1964, 1979; Парк, Мак-Дормид, 1966; Веер, 1979; Минеральные месторождения Европы, 1982; и др.], Фрайберга [Baumann, 1965], оловорудные месторождения Якутии [Некрасов, 1963; Флеров, 1976; Индолев, Невоиса, 1974; Иванов, 1991; Иванов и др., 1979; Столяров, 1987], Памира [Оловорудные месторождения СССР, 1986; Безуглый, Тютин, 1988], Приморья [Финашин, 1985; Василенко, Стрижкова, 1987] и многих других. Типичен в этом отношении пример Фрайберга, где устанавливается отчетливая зональность в размещении позднегерцинского оруденения вокруг центральной части рудного поля (рис. 54) [Baumann, 1965]. Выделяются четыре зоны: центральная (I), в пределах которой развиты руды, сложенные минеральной ассоциацией ранних стадий (касситерит, вольфрамит, арсенопирит,

пирит, пирротин), промежуточная (II) (сфалерит, станнин, халькопирит, галенит) и две внешние зоны (III, IV), где преобладают парагенезисы уран-карбонатной (барит, карбонаты, минералы урана) и серебро-сурьмяной ассоциации (фрейбергит, прустит, пираргирит, джемсонит, серебро самородное и другие минералы). Таким образом, эндогенная зональность этого рудного поля выражается в смене по латерали ранних высокотемпературных ассоциаций, занимающих центральное положение, более поздними низкотемпературными, локализованными по периферии. Здесь проявлен стадийный генетический ряд минеральных ассоциаций: $\text{Sn, Fe, As} \rightarrow \text{Cu, Zn, Pb} \rightarrow \text{U} \rightarrow \text{Ag, Pb} + \text{Ag, Sb}$. Подобные ряды характерны и для многих других оловорудных районов.

Наглядным примером соотношения $\text{Sn, W; Fe, As; Ag, Sb; Ag, Pb, CaF}$ и Ba оруденения может служить Базардаринский рудный узел. Гидротермальное оруденение этого района, представленное типичным для многих оловорудных провинций стадийным генетическим рядом $\text{Sn-W (грейзеновое)} \rightarrow \text{Sn, Fe, As} \rightarrow \text{Cu, Pb, Zn} \rightarrow \text{FeCO}_3, \text{CaF}_2 \rightarrow \text{Ag, Sb}$, обособлено в трех рудных ареалах — Акджилгинском, Верхнеэлисуйском и Восточном (см. рис. 20). Наиболее показателен из них Акджилгинский. В центральной его части проявляется оловянно-вольфрамовое оруденение, локализованное среди грейзенизированных гранитов и скарнированных вмещающих пород. Главными рудными минералами являются касситерит и арсенопирит, местами в значительных количествах отмечаются халькопирит, вольфрамит, пирит; второстепенные — леллингит, станнин, молибденит, висмут и висмутин, галенит и сфалерит. Среди жильных минералов преобладает кварц, отмечаются также флюорит, топаз и мусковит. Отчетливо обособляются три последовательные минеральные ассоциации: кварц-вольфрамит-касситеритовая; арсенопирит-леллингитовая (с касситеритом) и сульфидная (халькопирит, галенит, сфалерит, станнин и др.). Резко преобладают первые две минеральные ассоциации, которые часто пространственно обособлены. Арсенопирит и леллингит широко распространены не только в кварц-касситеритовых жилах, но и вне связи с ними в виде метасоматической вкрапленности во вмещающих породах или отдельных кварц-арсенопиритовых жил.

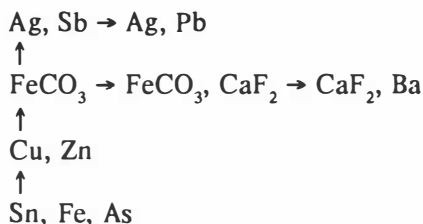
Более поздними по времени формирования являются субмеридиональные жилы кварц-сидеритового, кварц-сидерит-флюоритового или кварц-флюорит-баритового состава с серебро-сурьмяным оруденением. Они сложены в основном двумя минеральными ассоциациями: сидерит-барит-флюоритовой и сульфосольной, состоящими, в свою очередь, из нескольких минеральных парагенезисов (см. рис. 21). Эти ассоциации характеризуются латеральной изменчивостью в пределах рудного поля. Сидерит-барит-флюоритовая в северной его части имеет существенно сидеритовый или сидерит-анкеритовый состав (Теплоключенское, Придорожное), а далее в ней во все больших количествах появляется флюорит, а затем и барит. В южной части Акджилгинского рудного поля (участки сай Конный, Перевальный) жильные зоны имеют существенно сидерит-флюоритовый или

флюорит-баритовый состав. Такие изменения в составе этой минеральной ассоциации хорошо прослеживаются по простираанию протяженных линейных жильных зон (Левобережная и др). Латеральная зональность определенно является отражением вертикальной зональности, которая выражается в том, что флюорит и барит во все больших количествах отмечаются на верхних горизонтах рудных жил, особенно вблизи контакта гранитов с породами кровли. Такая изменчивость состава этой минеральной ассоциации по вертикали и латерали может быть выражена следующим фациальным рядом:



Близкая картина зонального распределения парагенезисов устанавливается и для сульфосольной минеральной ассоциации (кварц-тетраэдритовая и галенит-фрейбергитовая стадии) (см. рис. 21). В северной части рудного поля в ее составе преобладают халькопирит, тетраэдрит-I и висмутин, а к югу во все больших количествах в жилах появляются галенит, свинцовые и серебряные сульфосоли, относящиеся к поздним парагенезисам сульфосольной ассоциации. Расположенный в южной части рудного поля уч. Перевальный представлен серебро-свинцовыми рудами (галенит, фрейбергит, бурнонит, халькопирит). Такие же изменения в составе руд устанавливаются и по вертикали. Они выражаются в нарастании содержания сульфосолей Cu, Pb, Ag и висмутина на верхних горизонтах рудных жил вблизи контакта гранитов с терригенно-карбонатными породами кровли.

Таким образом, в Акджилгинском рудном поле проявлен сложный комплекс гидротермального оруденения, представленный следующим сочетанием стадийальных и фациальных генетических рядов:



Примеры таких пространственно-временных соотношений серебро-свинцового, серебро-сульфосольного и оловянного оруденений достаточно многочисленны и неоднократно детально описаны в литературе. Их анализ приводит к выводу о существовании причинной, генетической связи оруденения в ряду $\text{Sn, W} \rightarrow \text{Sn, Fe, As} \rightarrow \text{Cu, Pb, Zn} \rightarrow \text{Ag, Pb} \rightarrow \text{Ag, Sb}$.

Как уже отмечалось, в рудных узлах рассмотренных выше типов достаточно часто (хотя и не повсеместно) проявляется ртутная минерализация, по времени формирования сближенная с серебро-свинцовым оруденением. В одних рудных узлах минералы ртути развиты в пределах всего ареала развития Ni-Co-As оруденения (Hg-серебро на месторождениях Кобальт, Гоуганда, Конгсберг) или Ag-Sb (Hg-тетраэдрит в Спешско-Гемерском рудогорье, Сагсайской

зоне) оруденения. В других рудных узлах (Талайлыгский, Юстыдский, Толбонурский, Кальтатурский и др.) ртутная минерализация проявляется более локально в виде линейных зон, приуроченных, как правило, к крупным разрывным структурам, на фоне площадного развития других типов оруденения, в том числе и серебро-сурьмяного (см. рис. 23).

Наглядным примером в этом отношении может служить Сагсайская ртутнорудная зона в Северо-Западной Монголии, где проявлена арсенидная Ni-Co, баритовая и серебро-сурьмяная минерализация (швацитового и тетраэдритового типов) (см. рис. 13). Общая последовательность формирования минеральных парагенезисов такова: доломит + никелин + леллингит → кварц + барит + сидерит → герсдорфит + вазсит (псевдоморфозы по никелину) + тетраэдрит + бравоит → кварц + киноварь + кальцит. Такая стадийность в целом близка к установленной в Юстыдском рудном узле. Арсенидная Ni-Co минерализация развита только в центральной части зоны в листовниках. Ртутное оруденение барит-блеклорудного типа, наложенное на никель-кобальтовое, развито шире. Оно представлено прожилками кварц-барит-карбонатного состава с блеклой рудой, которая в центральной части рудной зоны содержит до 20 мас. % Hg, а на флангах до 1 % (см. рис. 13). По сути дела, устанавливается переход от ртутного оруденения (барит-блеклорудного типа) к серебро-сурьмяному, развитому на флангах зоны. Характерно, что последовательность формирования минеральных парагенезисов, зональность их размещения в пределах Сагсайской зоны близки к описанным в Юстыдском рудном узле, а все различия сводятся к высоким содержаниям ртути в блеклой руде и присутствию значительных количеств барита.

Близкий комплекс эпитермального оруденения установлен и в Спишко-Гемерском рудогорье в ЧСФР: Ni-Co-арсенидное (герсдорфит, арсенопирит, хлоантит, кобальтин, халькопирит, тетраэдрит, сидерит), серебро-сурьмяное (тетраэдрит, сульфиды и сульфосоли Cu, Pb, Zn, Bi, сидерит), ртутное (барит-киноварное, барит-блеклорудное) и антимонитовое [Bernard, 1965; Varček, 1965, 1984; Haber, 1980; Рудные формации..., 1978; Rudnianske rudne pole, 1985; Antimonové rudy Československa, 1980; и др.]. Такое оруденение приурочено к исключительно широко развитой в этом районе (см. рис. 24) системе субширотных сидеритовых, сидерит-баритовых и кварц-карбонатных жил и связано с альпийской [Varček, 1965, 1984] или позднепалеозойско-раннемезозойской металлогенической эпохой [Ilavský, 1962]. В пределах этого региона отчетливо проявляется латеральная зональность эпитермального оруденения, которая выражается в том, что минеральный состав карбонатно-сульфидных жил от внешних частей Рудогорья (контакт метаморфических пород с перекрывающими их отложениями Р-Т) к центральной части заметно меняется:

— в жилах уменьшается содержание барита, отмечающегося лишь во внешних зонах;

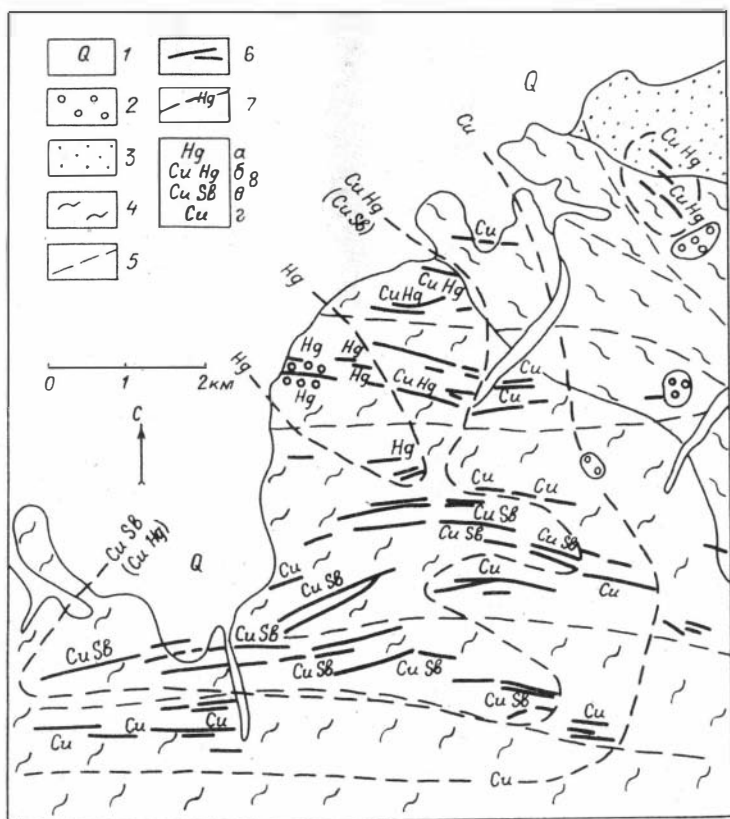


Рис. 55. Эндегенная зональность ртутного оруденения района Праковце-Койшов (по данным [Haber, 1980]).

1—3 — четвертичные (1), мезозойские (2), пермские (3) отложения; 4 — метаморфические породы гельницкой и раковецкой серий; 5 — границы жильных зон; 6 — сидеритовые жилы и жильные зоны; 7 — границы зон с разнотипным оруденением; 8 — типы оруденения (α — ртутное (киноварное), β — ртутьсодержащее блеклорудное (швацитовый тип), γ — серебро-сульфосольное (тетраздрит + сидерит), δ — сидеритовые (± доломит) жилы с сульфидами меди, свинца и цинка).

— сидерит постепенно сменяется Fe-доломитом, анкеритом, а затем доломитом и кальцитом;

— уменьшается содержание Hg в тетраэдрите, повышается содержание Sn в халькопирите;

— происходит смена сурьмяно-сульфосольных руд на антимонитовые.

Ni-Co-As оруденение на известном месторождении Добшина представлено арсенидно-карбонатными жилами в ультраосновных породах. На других месторождениях небольшие проявления арсенидов и сульфоарсенидов Ni и Co (кобальтин, герсдорфит, глаукоdot, арсениопирит, леллингит, хлоантит) в сидерит-сульфидных жилах (Рудняны, Гельница-Койшов, Рожнява и др.). Такая ассоциация развита в жилах по периферии блока метаморфических пород и среди пермских отложений; в центральной части Спишско-Гемерского рудогорья

она сменяется арсенопиритовой или арсенопирит-леллингитовой ассоциацией, развитой в основном в антимонитовых рудах (см. рис. 24).

Более поздняя сульфидная ассоциация имеет весьма сложный минеральный состав. В периферических зонах Рудогорья она представлена в основном тетраэдритом ($Hg = 4-18\%$), бурнонитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, Bi самородным, сульфидами и сульфосолями Bi , киноварью, а в центральных зонах — антимонитом (главный рудный минерал), халькостибитом, цинкенитом, бурнонитом, тетраэдритом, халькопиритом и др. Причем наблюдается постепенный переход сидерит-сульфосольных руд в антимонитовые не только в пределах всего региона, но и по простиранию отдельных жильных зон [Haber, 1980]. С другой стороны, на месторождениях Рудняны и Гельница в рудных жилах наблюдаются переходы как по вертикали, так и по латерали ртутных (сидерит-барит-киноварных) руд в швацитовые и далее в серебро-сурьмяные [Haber, 1980; Varček, 1965, 1984; Bernard, 1965] (рис. 55).

Таким образом, в Спишско-Гемерском рудогорье отчетливо проявлены как стадиальный генетический ряд $Ni, Co, As \rightarrow Ag, Sb(Cu, Hg, Sb; Sb)$, так и фациальный ряд эпитермального оруденения $Ag, Sb, \rightarrow Cu, Hg, Sb \rightarrow Hg, Ba \rightarrow Sb(Au, Sb)$.

Такой же набор рудных формаций ($Ni-Co$ -арсенидная, $Cu-Co$ -сульфоарсенидно-сульфосольная, серебро-сурьмяная и ртутная) проявлен и во многих других рудных районах мира: в Шварцвальде, Гарце, Восточных Альпах в Австрии (районы Хюттенберга в Каринтии, Шваца и Бригслега в Тироле, Шландминга в Штирии) и во многих других районах Центральной Европы [Bernard, 1965; Минеральные месторождения Европы, 1988; Meixner, 1981; Шнейдерхен, 1958; и др.]. Так, в центральной части Восточных Альп в районе Хюттенберга известны проявления арсенопирит-леллингитового $Ni-Co$ -содержащего оруденения с хлоантитом, раммельсбергитом и поздними сульфидами и сульфосолями сурьмы; проявления теннантитовых руд; самородного мышьяка с реальгаром и теннантитом; реальгара и аурипигмента; сидерит-сульфосольных руд (бурнонит, тетраэдрит), а также ртутной минерализации [Meixner, 1981; Минеральные месторождения Европы, 1988]. В других районах Восточных Альп описаны комплексные серебро-ртутные месторождения блеклорудного типа (Швац, Брикслег и др.) и ртутно-серебряно-никель-кобальтовые (Леоганг). В этих районах также устанавливаются две разновозрастные группы оруденения: 1) арсенопирит-леллингитовое; $Ni-Co$ -арсенидное; теннантитовое и проявления самородного мышьяка; 2) серебро-сульфосольное (бурнонит-тетраэдритовый, галенит-тетраэдритовый типы) и ртутное (Hg -блеклорудный тип). Между разными типами оруденения внутри этих групп устанавливаются взаимопереходы.

В некоторых рудных узлах ртутная минерализация может быть структурно обособлена от $Ni, Co, As (Cu, Co, As)$ и $Ag, Sb (Ag, Pb)$ оруденений. Так, в Юстыдском, Толбонурском, Талайлыгском, Кальтатурском и ряде других рудных узлов ртутное оруденение локализуется в пределах узких линейных рудоносных структур на фоне широкого площадного проявления арсенидной и серебро-сурьмяной

минерализации (см. рис. 2, 3, 24). Все это свидетельствует о существовании определенных генетических факторов, вызывающих как тесную пространственную и временную совмещенность оруденения мышьякового, сурьмяного и ртутного профиля (Кобальт, Конгсберг, Спишско-Гемерское рудогорье, Сагсайская зона и др.), так и их пространственную обособленность.

Анализ эндогенной зональности и соотношения различных типов оруденения в рассмотренных выше рудных узлах показал, что:

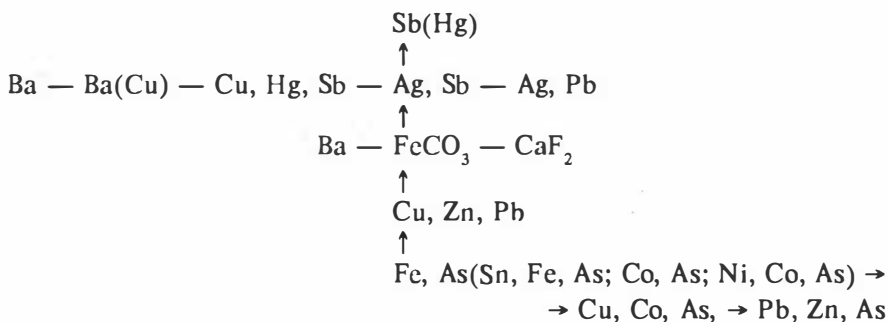
— во всех регионах устанавливаются общие последовательность и единонаправленность формирования оруденения, выражающиеся в смене ранних минеральных ассоциаций мышьякового профиля (Ni, Co, As; Cu, Co, As; Co, As; Fe, As) более поздними сурьмяными (Ag, Sb; Ag, Pb; Cu, Hg, Sb);

— тесная взаимосвязь сурьмяного и мышьякового оруденения в рудных узлах выражается не только в возрастных соотношениях, но и в тесной пространственной приуроченности и зональном размещении друг относительно друга;

— с разнотемпературными минеральными комплексами мышьякового профиля (Ni, Co, As—Cu, Co, As—Fe, As—Co, As—Sn, Fe, As) ассоциирует разное по масштабам проявления Ag, Sb оруденение, наиболее полно проявленное в рудных узлах с высоко-среднетемпературным мышьяковым оруденением (Юстыдский, Кумыштагский, Фрайбергский, Акджилгинский и другие рудные узлы) и весьма незначительно в рудных узлах с низкотемпературным Ni, Co, As и Cu, Co, As оруденением (Кобальт, Бу-Аззер, Хову-Аксы, Кызыл-Оюк и др.);

— в рудных узлах с более высокотемпературной мышьяковой минерализацией стадийные генетические ряды оруденения представлены более полно. Для них характерно проявление стадийной зональности оруденения, в то время как в рудных узлах с низкотемпературным оруденением в большей мере развита фациальная зональность.

Все это свидетельствует о том, что серебро-сурьмяное и ассоциирующее с ним оруденения образуют сложный рудный комплекс, представленный последовательно формирующимися фациальными генетическими рядами. В обобщенном виде его можно представить следующим образом:



В полном объеме он практически не проявляется и в конкретных рудных узлах он представлен в более редуцированном виде.

- Аверьянов Г.С., Искандаров Ф.Ш. Перспективы промышленной флюоритоносности Памира // Докл. АН ТаджССР. — 1985. — Т. 28, № 9. — С. 528—531.
- Аверьянов Г.С., Павловский А.Б. Геология оловорудных районов и месторождений Памирской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. — М., 1986. — Т. 2, кн. 2. — С. 103—110.
- Амшинский Н.Н. Структурный контроль комплексного медно-кобальт-вольфрамового оруденения в Юстыдском прогибе и вопросы его генезиса // Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 3—11.
- Амшинский Н.Н., Долгушина А.А., Орлова Л.И. Металлогеническая специализация, рудоносность и структурные условия становления гранитоидных тел // Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. — С. 4—14.
- Антонов А.Е., Четырбоцкая И.И. О принципах типизации проявлений серебра Средней Азии // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. — Ташкент: САИГИМС, 1983. — С. 32—39.
- Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. — Душанбе: Дониш, 1979. — 130 с.
- Балицкая О.В., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Зависимость параметра элементарной ячейки блеклых руд от содержания серебра // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1989. — № 9. — С. 112—120.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. — 243 с.
- Безуглый М.М. Геологические закономерности размещения и формирования сурьмяно-ртутного оруденения в Памирской подпровинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ТПИ. — Ташкент, 1974. — 23 с.
- Безуглый М.М., Аверьянов Г.С. О связи рудных формаций Памира с тектономагматической активизацией // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 211, № 1. — С. 165—167.
- Безуглый М.М., Тютин М.А. Рудно-магматическая зональность Юго-Восточного Памира // Докл. АН ТаджССР. — 1988. — Т. 31, № 1. — С. 47—50.
- Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978. — 295 с.
- Березюк Ю.К., Бессоненко В.В., Никонов И.И., Шубин Н.А. Результаты геологических работ, проведенных ПГО “Запсибгеология” в 100-километровой приграничной полосе Западной Монголии // Советско-Монгольское сотрудничество в области геологии: Итоги и перспективы. — М.: Недра, 1986. — С. 91—93.
- Бир К.Е. Минеральные месторождения в вариссидах // Минеральные месторождения Европы. — М.: Мир, 1982. — Т. 1. — С. 470—489.
- Борисенко А.С. Палеогидрогеологический контроль размещения эпитеpmального оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпитеpmального рудообразования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — С. 74—84.
- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Павлова Г.Г. и др. Физико-химические условия формирования серебро-сурьмяного оруденения Базардаринского рудного узла //

- Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. — С. 160—179.
- Борисенко А.С., Бортников Н.С., Павлова Г.Г. и др. Висмутсодержащие минералы в сидерит-сульфосольных жилах Юстыдского прогиба // Геология и геофизика. — 1986. — № 10. — С. 70—77.
- Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных коллоидных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — 172 с.
- Борисенко А.С., Оболенский А.А., Лебедев В.И. Основные черты генетических моделей эпитермальных серебряных месторождений // Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 107—118.
- Борисенко А.С., Оболенский А.А., Скуридин В.А. и др. Проблемы связи эндогенного оруденения с магматизмом в рудном районе Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Изотопные исследования процессов рудообразования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. — С. 87—101.
- Борисенко А.С., Скуридин В.А., Лебедев В.И. и др. Металлогения рудного района юго-востока Горного Алтая и северо-запада Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1988. — Т. XV: Металлогения Сибири. — С. 131—139.
- Бородаев Ю.С. Минеральные ассоциации в системе Pb—Sb—S // Геология руд. месторождений. — 1978. — № 1. — С. 52—56.
- Бродин Б.В. Минеральный состав и закономерности распространения оруденения Курганского узла // Геология руд. месторождений. — 1959. — № 5. — С. 21—30.
- Бубнова М.А. Горно-металлургическая область Шельджи в IX—XI вв. н.э. (долина р. Талас): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ЛГУ. — Л., 1963. — 30 с.
- Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира // Материалы по геологии Памира. — Душанбе: Дониш, 1964. — С. 174—194.
- Варчек Ц. Зональность альпийской гидротермальной минерализации Спийско-Гемерского рудогорья (Западные Карпаты) // Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геол. ассоциации. — Киев: Наук. думка, 1977. — С. 184—185.
- Варчек Ц. Характер и источники гидротермальных систем сидеритовой формации Западных Карпат (ЧССР): Тезисы докл. симпозиума МАГРМ. — Тбилиси, 1982. — С. 20—21.
- Василенко Г.П., Стрижкова А.А. Глубинность и латеральная зональность эндогенных формаций Краснореченского рудного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. — С. 121—139.
- Васильев В.И. О блеклых рудах как источнике вторичной киновари в Горном Алтае // Докл. АН СССР. — 1965. — Т. 162, № 4. — С. 901—904.
- Вершковская О.В., Крапива Л.Я., Соколова С.А. Минеральный состав комплексных сурьмяных руд месторождения Савоярды // Геологические критерии оценки ртутного и сурьмяного оруденения. — М.: ИМГРЭ, 1979. — С. 64—69.
- Вершковская О.В., Крапива Л.Я., Соколова С.А. Зональность полиметаллического месторождения (Средняя Азия) // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. — М.: Наука, 1980. — С. 93—100.
- Владимиров А.Г., Беляева Р.Т., Пономарчук В.А. Позднемезозойский магматизм Южного Памира // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. — С. 19—69.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. О размещении ореолов палеозойского магматизма в структуре Талицко-Монголо-Алтайского геантиклинального поднятия // Докл. АН СССР. — 1962. — Т. 147, № 1. — С. 43—56.
- Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Проблемы геологии Монгольского Алтая в свете новых данных // Эволюция геологических процессов и металлогении Монголии. — М.: Наука, 1990. — С. 122—138.
- Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / В.А. Кузнецов, В.И. Васильев, А.А. Оболенский, И.П. Щербань. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — 294 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР. — М.: Недра, 1986. — 200 с.
- Геология СССР. — М.: Недра, 1982. — Т. 14, кн. 1. — 319 с.

- Говердовский В.А. Дайки Юстыдского рудного узла // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. — Бийск, 1985. — С. 65—68.
- Говердовский В.А. О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика. — 1987. — № 5. — С. 116—119.
- Говердовский В.А., Маликова И.Н., Маликов Ю.И. Условия образования и геохимические особенности верхнедевонских отложений Юстыдского рудного узла // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. — Бийск, 1988.
- Годовиков А.А. Минералогия. — М.: Недра, 1975. — 520 с.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. — М.: Наука, 1975. — 288 с.
- Гурный Я., Криштин И. Химический состав минералов висмута некоторых месторождений северной части Спишско-Гемерских рудных гор (Восточная Словакия) // Сульфосили, платиновые минералы и рудная микроскопия: Материалы II съезда ММА. Новосибирск, 1978. — М.: Наука, 1980. — С. 109—121.
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса // Проблемы теоретической и региональной тектоники. — М.: Наука, 1971. — С. 87—103.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. — М.: Наука, 1980. — 196 с.
- Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. — Душанбе: Дониш, 1976. — 125 с.
- Додонова Т.А. Малые интрузии Чаткарагайского месторождения (Северный Тянь-Шань) // Металлогения и магматизм Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1967. — С. 59—74.
- Додонова Т.А. Лампрофиты Таласского хребта // Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1972. — С. 44—52.
- Долгушина А.А., Амшинский Н.Н. Минералого-геохимические критерии связи вольфрамового оруденения с гранитоидами Юстыдского прогиба Горного Алтая // Вопросы региональной геохимии минералогии и петрографии Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 20—25.
- Долгушина А.А., Козлов А.М., Мариич И.В. О дайках основных пород Юстыдского массива (Горный Алтай) // Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 74—83.
- Дымков Ю.М. Урановая минерализация Рудных гор. — М.: Атомиздат, 1960. — 100 с.
- Захаров Е.П., Захарова Г.П. Ртуть в сульфосарсенидных рудах Узунюйского месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1980. — № 11. — С. 80—91.
- Иванов О.П. Топоминералогический анализ рудных месторождений. — Л.: Наука, 1991. — 208 с.
- Иванов О.П., Ефременко Э.А., Ефременко Л.Я. О полигенной природе касситерит-силикатно-сульфидных месторождений (на примере Якутии и Чукотки) // Природа растворов и источники рудного вещества эндогенных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 71—90.
- Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. — М.: Наука, 1976. — 260 с.
- Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Наумов В.Б. Геохимические особенности гранитоидов и вольфрамитоидного оруденения месторождения Кызыл-Тау (Западная Монголия) // Геохимия. — 1985. — № 6. — С. 858—869.
- Ивенсен Ю.П., Проценко Е.Г. Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура // Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. — М.: Наука, 1961. — С. 101—112.
- Изох А.Э., Калинин Ю.А. Геохимия щелочных базитовых даек хребта Хан-Хухей (МНР) // Редкоземельные элементы в магматических породах. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. — С. 33—43.
- Индолев Л.Н., Невоиса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 250 с.
- Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира / А.Г. Владимиров, С.Н. Руднев, Г.Г. Еремин и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991.
- Кабаев О.Д. Закономерности формирования и размещения верхнерифейского стратиформного “железо-марганцевого” оруденения в Таласском хребте Тянь-Шаня: Тез. докл. Всесоюз. конференции “Металлогения Тянь-Шаня”. — Фрунзе: АН КиргССР, 1987. — С. 138—140.

- Кабаев О.Д. Верхнерифейские осадочные формации Таласского хребта и их рудоносность: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / АН КиргССР. — Фрунзе, 1989. — 20 с.
- Караев Ю.В. Геологические особенности сурьмяного оруденения Иркеш-Савоярдинского рудного поля (Южный Тянь-Шань) // Геологические критерии оценки ртутного и сурьмяного оруденения. — М.: ИМГРЭ, 1979. — С. 59—63.
- Кемпбелл Д. Месторождение Порт-Ради // Структурная геология рудных месторождений Канады. — М.: Мир, 1964. — С. 171—179.
- Коваленко В.И., Коваль П.В., Якимов В.М., Шерхан О. Металлогения Монгольской Народной Республики (вольфрам, олово, редкие и редкоземельные элементы). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. — 52 с. — (Препринт № 4).
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогении Монголии. — М.: Наука, 1990. — С. 23—54.
- Коледа А.Я. О серебряном оруденении Таласского хребта // Разведка и охрана недр. — 1974. — № 4. — С. 18—20.
- Коледа А.Я. Геология и генезис серебряной и серебросодержащей минерализации Таласского Алатау // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра в Средней Азии. — Ташкент: САИГИМС, 1983. — С. 105—110.
- Коледа А.Я. Генетическая модель серебро-сульфосольной формации (на примере Таласского рудного района, Северный Тянь-Шань) // Источники рудного вещества и физико-химические условия эпitherмального рудообразования. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — С. 40—52.
- Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984. — 165 с.
- Константинов М.М., Сидоров А.А. Серебрянорудные формации вулканических областей // Сов. геология. — 1985. — № 1. — С. 27—32.
- Константинов Р.М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья) // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1966. — С. 19—30.
- Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. — М.: Наука, 1973. — 213 с.
- Конюк А.А. Щелочные базальты и ультрабазиты Таласского хребта // Тр. Ин-та геол. АН КиргССР. — 1956. — Вып. 5. — С. 27—35.
- Конюк А.А., Нургазиев М.Ю. Возрастные и парагенетические соотношения между продуктами магматических и постмагматических процессов в истории развития Кумыштагской интрузии // Металлогения и магматизм Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1967. — С. 14—30.
- Копылов А.Л. О дайковых породах Бачорского полиметаллического рудного поля // Докл. АН ТаджССР. — 1971. — № 4. — С. 57—60.
- Копылов А.Л. Особенности полиметаллических руд Юго-Западного Памира // Сов. геология. — 1973. — № 4. — С. 150—155.
- Крутов Г.А. Месторождения кобальта. — М.: Госгеолтехиздат, 1959. — 232 с.
- Крутов Г.А. Месторождения никель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко) // Геология руд. месторождений. — 1970. — № 4. — С. 27—40.
- Кузнецов В.А. Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1963. — 302 с.
- Кузнецов В.А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966. — С. 16—43.
- Кузнецов В.А. Центральнo-Азиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1975. — Т. 11. — С. 190—200.
- Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. Проблемы создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. — С. 5—10.
- Кузнецов К.Ф., Панфилов Р.В. Месторождения серебра // Рудные месторождения СССР. — М.: Недра, 1978. — С. 77—93.

- Кулик Н.А. Никель-арсенидная минерализация с самородным висмутом в рудопоявлении Асхатингол // Генетическая и экспериментальная минералогия. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 77—82.
- Лебедев В.И. Об условиях образования медно-никель-кобальтовых мышьяковых жил // Материалы по геологии Тувинской АССР. — Кызыл: Тувин. кн. изд-во, 1971. — Вып. 2. — С. 128—138.
- Лебедев В.И., Борисенко А.С. Стадийность образования и минеральная зональность арсенидных жил Хову-Аксинского месторождения // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. — С. 149—163.
- Левен Э.Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. — М.: Наука, 1967. — 224 с.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. — М.: Гос. науч.-техн. горно-геолого-нефтяное изд-во, 1934. — Вып. 1—3. — 186 с.
- Логачев В.П., Аверьянов Г.С. Оловоносность Базардаринского района на Памире // Геология оловорудных районов и месторождений Казахстана и Средней Азии. — Алма-Ата, 1982. — С. 68—75.
- Ляхницкая И.В., Шумская И.И. О новой разновидности герсдорфита в Бериккульском месторождении // Зап. ВМО. — 1966. — Вып. 5, ч. 95. — С. 567—570.
- Магматические горные породы. Щелочные породы. — М.: Наука, 1984. — 415 с.
- Минералы: Справочник. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — Т. 1. — 616 с.
- Минеральные месторождения Европы. — М.: Мир, 1982. — Т. 1. — 538 с.; 1988. — Т. 3. — 516 с.
- Митропольский А.А., Кулик Н.А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1975. — Т. 2. — С. 306—313.
- Михалева Л.А. О позднегерцинских гранитах калбинского типа в Горном Алтае // Геология и геофизика. — 1961. — № 2. — С. 31—45.
- Михалева Л.А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — С. 155—242.
- Михалева Л.А. Латеральная зональность базитового магматизма в зонах раннемезозойской активизации складчатых структур Горного Алтая // Геология и геофизика. — 1986. — № 3. — С. 33—39.
- Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. — 165 с.
- Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н., Бородаев Ю.С. и др. Новые разновидности минералов из группы сульфосолей // Зап. ВМО. — 1987. — Вып. 5. — С. 614—628.
- Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. — М.: Наука, 1983. — 280 с.
- Моисеева М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта. — Ташкент: Фан, 1969. — 280 с.
- Мур Э. Сереброносный район Гоуганды // Структурная геология рудных месторождений Канады. — М.: Мир, 1964. — С. 351—355.
- Мушкин И.В. Раннемезозойская щелочно-базитовая формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя и верхней мантии Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1977. — 51 с.
- Некрасов И.Я. Первичная зональность в рудных месторождениях Северо-Восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — С. 314—334.
- Некрасов И.Я. Физико-химические параметры и модели минералообразования месторождений серебра // Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — С. 34—43.
- Немцович В.М. Агардагский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы // Докл. АН СССР. — 1976. — Т. 227, № 2. — С. 442—444.
- Оболенская Р.В. Слюдистые лампрофиры юго-восточной части Горного Алтая // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. — С. 24—25.
- Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — 147 с.
- Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 48 с.

- Оболенская Р.В., Фирсов Л.В. О раннемезозойском возрасте слюдяных лампрофиров чуйского комплекса Горного Алтая // Докл. АН СССР. — 1966. — Т. 170, № 4. — С. 916—919.
- Оболенский А.А. О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии и юга Сибири // Эндегенные рудные формации Монголии. — М.: Наука, 1984. — С. 163—172.
- Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 193 с.
- Оболенский А.А., Борисенко А.С., Оболенская Р.В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитеpmальных месторождений мышьяка, сурьмы и ртути // Природа растворов и источники рудного вещества эндегенных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 42—71.
- Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Критерии связи эпитеpmального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндегенного оруденения Алтае-Саянской области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. — С. 96—107.
- Озерова Н.А. Ртуть и эндегенное рудообразование. — М.: Наука, 1986. — 232 с.
- Оловорудные месторождения СССР. — М.: Недра, 1986. — Т. 2, кн. 2. — 200 с.
- Основные тенденции и перспективы развития минерально-сырьевой базы серебра в зарубежных странах / Ю.М. Шепотьев, И.И. Четырбоцкая, В.В. Потапьев и др. — М.: ВИЭМС, 1982. — 65 с.
- Павлова Г.Г. Минеральный состав руд и некоторые вопросы генезиса серебро-сульфосольного оруденения Юстыдского прогиба (Горный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Новосибирск, 1987. — 20 с.
- Павлова Г.Г., Морцев Н.К., Борисенко А.С. и др. Минеральный состав и стадийность формирования серебро-сурьмяного оруденения Акджилгинского рудного поля // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. — С. 124—159.
- Парк Ч., Мак-Дормид Р. Рудные месторождения. — М.: Мир, 1966. — 545 с.
- Петрография Таджикистана (Памир). — Душанбе: Дониш, 1988. — Т. 2. — 241 с.
- Петрохимическая характеристика, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая / Н.Н. Амшинский, И.В. Маринич, В.Б. Дергачев и др. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. — 90 с.
- Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. — М.: Наука, 1977. — 210 с.
- Родыгин А.И. О возрасте аксайской эффузивно-осадочной свиты Сайлюгемского хребта // Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки. — 1959. — № 2. — С. 101—104.
- Рубанов В.Г., Логачев В.П. Типовые структурные обстановки локализации оловянного оруденения в Базардаринском рудном районе (Юго-Восточный Памир) // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. — С. 113—123.
- Рудашевский Н.С., Григорьев Д.П., Иоффе П.А. О природе неоднородности химического состава блеклых руд // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 243, № 6. — С. 1542—1545.
- Рудные формации Карпато-Балканской области. — М.: Мир, 1978. — 238 с.
- Рудные формации Тувы / В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — 201 с.
- Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндегенных рудных месторождений. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1975. — 217 с.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. — М.: Наука, 1972. — 336 с.
- Серебро. Геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений / А.А. Сидоров, М.М. Константинов, Р.А. Ерлин и др. — М.: Наука, 1989. — 240 с.
- Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. — М.: Недра, 1966. — 166 с.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации // Тихоокеанская геология. — 1987. — № 5. — С. 102—108.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1969. — 687 с.

- Смирнов В.И. Месторождение серебра // Курс рудных месторождений. — М.: Недра, 1981. — С. 291—298.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — 3-е изд. — М.: Недра, 1982. — 700 с.
- Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — 260 с.
- Столяров И.С. Зональность Укачилканского рудного поля // Геология и научно-методические основы изучения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. — М., 1987. — С. 37—46.
- Структурная геология рудных месторождений Канады. — М.: Мир, 1964. — 503 с.
- Томсон И.Н., Константинов Р.М., Полякова О.П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья // Геология руд. месторождений. — 1964. — № 2. — С. 34—45.
- Томсон Р. Рудное поле Кобальт // Структурная геология рудных месторождений Канады. — М.: Мир, 1964. — С. 341—350.
- Троицкий В.А., Чернышев И.В., Борисенко А.С. и др. Изотопный состав свинца эпitherмальных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Тезисы XI Всесоюз. совещания по стабильным изотопам. — М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. — С. 346—348.
- Тюлькин В.Г. Висмут-кобальтовое оруденение в структурах активизации Юго-Западной Тувы и некоторые вопросы их генезиса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / ИГиГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1980. — 24 с.
- Тюлькин В.Г., Чернов В.Г., Хрипунов А.С. и др. О золото-висмут-арсенидном оруденении одного из районов Сибири // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. — С. 185—186.
- Тютин М.А. Два типа олово-вольфрамовых рудно-магматических ассоциаций Южного Памира // Докл. АН ТаджССР. — 1990. — Т. 33, № 1. — С. 43—46.
- Тютин М.А., Безуглый М.М. Олово-вольфрамовые рудно-магматические системы Южного Памира // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. — С. 3—19.
- Урановые месторождения Чехословакии / Ю.А. Арапов, В.Е. Бойцов, Г.А. Кремчуков и др. — М.: Недра, 1984. — 445 с.
- Финашин В.К. Минеральные ассоциации и типы серебряной и висмутовой минерализации в оловорудных месторождениях Востока Азии // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. — С. 61—67.
- Флёров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. — 280 с.
- Хоббс С.У., Фрикленд В.С. Рудный район Кер-Д'Ален, штат Айдахо // Рудные месторождения США. — М.: Мир, 1972. — С. 403—422.
- Шишкин Н.Н. Новые данные о Хову-Аксинском месторождении // Тр. ин-та "Гипроникель". — 1967. — Т. 35. — С. 227—269.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. — М.: Иностр. лит., 1958. — 500 с.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1968. — 180 с.
- Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980. — 430 с.
- Этапы образования рудных формаций / И.Н. Томсон, О.П. Тананаева, В.П. Полякова и др. — М.: Наука, 1989. — 224 с.
- Andrews A., Owsiacki N., Kerrich R. et al. The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. Geology, petrography and whole-rock geochemistry // Can. J. of Earth Sciences. — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1480—1506.
- Antimonové rudy Československa. — Bratislava: Geol. Vst. Dion. Stura, 1980. — 174 s.
- Baumann L. Tectonic und Genesis der Erzlagertstätte von Freiberg (Zentralteil) // Freiberg. Forsch. — 1958. — С. 46. — S. 202—214.
- Baumann L. On the zonal distribution of mineralization in the ore veins of the Freiberg ore district // Problems of Postmagmatic ore deposition. — Prague, 1965. — V. 2. — P. 56—66.
- Baumann L. Die Mineralparagenesen des Erzgebirges — Characteristic und Genese // Freiberg. Forsch. — 1968. — H.C. 230. — S. 217—233.

- Bayliss P., Stephenson N. The cristal structure of gersdorffite (III, a distorted and disordered pyrite structure) // *Mineral. Mag.* — 1968. — V. 36. — P. 940—947.
- Beer K. Paragenetic in the Variscan metallogenetic province of Cornwall and Devon // *Probleme der Paragenese. Freiburger Forsch.* — 1979. — H. C. 345. — S. 15—28.
- Bernard J.H. Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwefelgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei) // *Geol. Ust. Dion. Stura.* — Bratislava, 1961. — 222 p.
- Bernard J.H. Zoning in the Spissko-Gemerske Rudohorie Mts, as an example of polyascendent and monoascendent zoning // *Problem of Postmagmatic Ore deposition.* — Prague, 1965. — P. 90—104.
- Boyle B., Dass A. The origin of the native Silver veins at Cobalt, Ontario // *Canad. Mineralog.* — 1971. — V. 11, N 1. — P. 414—417.
- Boyle R.W. The geochemistry of silver and its deposits // *Bull. Geol. Surv. Canada.* — 1968. — V. 160, N 6. — 264 p.
- Canadian Mineralogist. — 1971. — V. 11, N 1. — 355 p.
- Canadian Journal of Earth Sciences. — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1460—1460.
- Changkakoti A., Gray J., Morton R.D. Stable isotope indicators of the hydrothermal fluid environments in the Great Bear Lake silver deposits, Northwest Territories, Canada // *N. J. Miner. Monatsh.* — 1985. — N 9. — S. 411—417.
- Changkakoti A., Morton R.D. Electron microprobe analyses of native silver and associated arsenides from the Great Bear Lake silver deposits, Northwest Territories, Canada // *Can. J. of Earth Sciences.* — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1470—1479.
- Changkakoti A., Morton R.D., Gray J., Yongee C.J. Oxygen, hydrogen and carbon isotopic studies of the Great Bear Lake silver deposits, Northwest Territories // *Can. J. of Earth Sciences.* — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1463—1469.
- Charlat M., Levy C. Influence des principales substitutions sur les proprietes optiques dans la serie tennantite-tetrahedrite // *Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr.* — 1976. — V. 99, N 1. — P. 29—37.
- Dunn J. A microscopical study of the Badwin ores, Birma // *Records Geol. Surv., India.* — 1937. — V. 72, pt 3.
- Franklin J., Kissin S., Smyk M. et al. Silver deposits associated with the Proterozoic rocks of the Thunder Bay District, Ontario // *Can. J. of Earth Sciences.* — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1576—1591.
- Ontario // *Can. J. of Earth Sciences.* — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1576—1591.
- Goll J.I. Etude metallographique des minerals de nickel provenant des environs de Dobsina (Slovaquie) // *Ceska Akad. Bull., Internat.* — 1938. — An. 38.
- Haber M. Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrotermaler Gänge im Gebiet zwischen Pracovce und Kojšov (Spissko-Gemerske Rudohorie) // *Zapadne Karpaty. Ser. petrog., geochem., metallogenesa.* — 1980. — N 7. — P. 7—132.
- Hosking K.F.G. Cornish pegmatites and bodies with pegmatite affinity-9 // *Trans. Roy. Geol. Soc. Corn.* 18. — 1952.
- Hosking K.F.G. Permo-Carboniferous and latter primary mineralization of Cornwall and South-West Devon. In Present views of some aspects of the geology of Cornwall and Devon // *Roy. Geol. Soc. Corn.* — 1964.
- Hosking K.F.G. Tin Distribution Patterns // *Bull. Geol. Soc. Malaysia.* — 1979. — N 11.
- Ilavský J. Geologia rudných ložísk Spissko-Gemerského rudohoria // *Geol. Práce, žosit 46, Geol. Ust. D. Štúra.* — Bratislava, 1957. — P. 51—59.
- Ilavský J. Metallogenetický vývoj gemerid a jeho problémy // *Geol. Práce, žosit 61, Geol. Ust. D. Štúra.* — Bratislava, 1962. — P. 34—43.
- Jambor J.L. Wall Rock Alteration // *Canad. Miner.* — 1971. — V. 11, N 1. — P. 273—304.
- Leblanc M. Co-Ni arsenide deposits with accessory gold in ultramafic rocks from Morocco // *Can. J. of Earth Sciences.* — 1986. — V. 23, N 10. — P. 1592—1602.
- Leblanc M., Billaud P. Cobalt arsenide orebodies related to an Upper Proterozoic ophiolite: Bou Azzer (Morocco) // *Econ. Geol.* — 1982. — V. 77, N 1. — P. 162—175.
- Meixner H. Arsen- und Antimon-Vererzungen im Bereiche der Saualpe, Kärnten // *Z. Deutsch. geol. Ges.* — 1981. — Bd 132, N 1. — S. 159—166.
- Mitcham T. Indicator minerals, Coeur D'Alene Silver Belt // *Econ. Geol.* — 1952. — V. 47, N 4. — P. 414—450.
- Mochacka K. Okruszcowanie w Kowarach (Dolny Slask) // *Prz. geol.* — 1971. — V. 19, N 11. — P. 513—515.

- Mozley P.S. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite // *Geology*. — 1989. — V. 17, N 8. — P. 704—706.
- Mrna F., Pavlou D. Nekolik poznamek k teorii rudodarnuch zoztoky na podklade studia Ag-Bi-Co-Ni formace Jachymove // *Vest. UUG*. — 1958. — V. 33. — C. 4.
- Petruk W. Mineralogy and origin of the Silverfields Silver deposit in the Cobalt area, Ontario // *Econ. Geol.* — 1968. — V. 63. — P. 512—531.
- Petruk W. Sulphur isotope abundance ratios for the sulphides in the Cobalt-Gowganda ores // *Canad. Miner.* — 1971. — V. 11, N 1. — P. 391—395.
- Rasor C.A. Silver mineralisation in the Sunshine mine, Coeur D'Alene district, Idaho // Master's thesis, University of Idaho, 1934.
- Robinson B.W., Ohmoto H. Mineralogy, fluid inclusions and Stable isotopes of the Echo Bay U-Ni-Ag-Cu deposits, North-West Territories, Canada // *Econ. Geol.* — 1973. — V. 68, N 5. — P. 356—635.
- Roicović I., Kristin J. Dependence of some physical properties of tetrahedrites on their chemical composition in the Rudnany deposit // *Geol. zb.* — 1978. — V. 29. — P. 295—306.
- Rudnianske rudne pole / B. Cambel, J. Jarcovsky, a col. — Bratislava, 1985. — 363 p.
- Schneiderhöhn H. *Lehrbuch der Erzlagertstättenkunde*. — 1941. — Bd 1, Jena. — 858 S.
- Sideriterzgänge in Siegerland-Wied-Distrikt // *Geol. Jb.* — 1985. — D/77. — 517 S.
- Springer G. Naturally occuring composition in the solid solutions series Bi_2S_3 — Sb_2S_3 // *Miner. Mag.* — 1969. — V. 37. — P. 295—296.
- Springer G., Laflamme J.H. The system Bi_2S_3 — Sb_2S_3 // *Can. Miner.* — 1971. — V. 10, pt. 5 — P. 847—853.
- Varček C. Specialities of regional zoning of hydrothermal mineralisation in the Spišsko-Gemerske Rudohorie // *Bull. Symp. Problem of Postmagmatic Ore Deposition*. — Prague, 1965. — V. 1. — P. 137—143.
- Varček C. Основные черты региональной зональности альпийской гидротермальной минерализации Спишско-Гемерского рудогорья // *Geologicky zbornik Geologica Carpathica*. — 1984. — V. 35, N 3. — P. 389—394.
- Volchanskaya I.K., Zapozhnikova E.N., Baskina V.A. Morphostructural Regularities in the Distribution of Endogenous Mineralization in Mongolia // *Global Tectonics and Metallogeny*. — 1983. — V. 2, N 1, 2. — P. 95—110.
- Willard M.E. Mineralisation at the Polaris mine, Idaho // *Econ. Geol.* — 1941. — V. 36, N 5. — P. 539—550.

Предисловие	3
Г Л А В А I. КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Борисенко А.С., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Павлова Г.Г.)	6
Г Л А В А II. ТИПОВЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И РУДНЫЕ УЗЛЫ С СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ	15
Юго-Восточный Алтай — Северо-Западная Монголия (Борисенко А.С., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Бедарев Н.П.)	—
Юстыдский рудный узел	25
Толбонурский рудный узел	42
Таласский рудный район (Коледа А.Я., Борисенко А.С.)	51
Кумыштагский рудный узел	55
Южный Памир (Борисенко А.С., Дышук М.Ю.)	63
Базардаринский рудный узел	69
Серебро-сурьмяное оруденение в других рудных районах и рудных провинциях мира (Борисенко А.С.)	81
Г Л А В А III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД СЕРЕБРО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Боровиков А.А., Морцев Н.К.)	89
Рудные минералы	93
Главные рудные минералы	—
Второстепенные рудные минералы	116
Редкие рудные минералы	135
Нерудные минералы	145
Гипергенные минералы	150
Г Л А В А IV. ПОЛОЖЕНИЕ СЕРЕБРО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕНЕТИЧЕСКИХ РЯДАХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ (Борисенко А.С., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Павлова Г.Г.)	151
Стадийность формирования серебро-сурьмяных руд и стадияльные генетические ряды эпипермального оруденения	155
Эндогенная зональность серебро-сурьмяного оруденения и фациальные генетические ряды эпипермального оруденения	160
Список литературы.	179

Научное издание

Борисенко Александр Сергеевич
Павлова Галина Геннадьевна
Оболенский Александр Александрович и др.

**СЕРЕБРО-
СУРЬМЯНАЯ
РУДНАЯ
ФОРМАЦИЯ**

Часть I

**ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ**

Редактор издательства

Е.С. Иванова

Художественный редактор

Л.В. Матвеева

Художник

Н.А. Пискун

Технический редактор

Л.П. Минеева

Корректоры

С.М. Погудина, Л.А. Шербакова

Оператор набора

В.И. Шапошникова

Оператор электронной верстки

Т.Р. Пантюхина

ИБ № 42909

Сдано в набор 27.01.92. Подписано к печати 28.04.92. Формат 60 × 90/16. Бумага офсетная. Гарнитура таймс. Офсетная печать. Усл. печ. л. 12. Усл. кр.-отг. 12,3. Уч.-изд. л. 12,5. Тираж 275 экз. Заказ № 48. С103.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение.

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”**

ГОТОВЯТСЯ К ВЫПУСКУ В 1993 ГОДУ:

Каючкин Н.П. Географические основы транспортного освоения территории. — 11 л.

В монографии основное внимание уделяется оценке транспортной обеспеченности хозяйственно осваиваемой территории, транспортно-экономическому районированию, проблемам территориальной организации транспорта, транспортным узлам, вопросам экологизации транспорта и истории формирования региональных транспортных систем Сибири. Проведены районирование и оценка транспортной доступности естественных ресурсов, оценка условий транспортной подвижности населения и транспортной специфики формирования очагов хозяйства.

Монография рассчитана на географов, экологов, экономистов и специалистов транспорта.

Ивановский Л.Н. Очерки по экзогенным процессам (поиск новых направлений). — 13 л.

Разработаны новые подходы к изучению экзогенных процессов в горных странах. На основе анализа ведущих процессов и их классификации построена структура и прослежена ее смена с позднего плейстоцена на примере альпийского, плоско- и среднегорного поясов рельефа, а также внутригорных котловин Алтая. Получены новые данные о закономерностях развития процессов.

Для геоморфологов, географов и геологов, занимающихся четвертичными отложениями и палеогеографией.

В.И. Блануца. Интегральное экономическое районирование: концепции и методы. — 12 л.

В монографии обобщается отечественный и зарубежный опыт экологического районирования территории. Анализируются основные концепции районирования и предлагается новая — системная — концепция. Описывается базовая система методов экологического районирования, особенности “работы” которой показаны на примерах районирования Иркутской области для целей эколого-экономического моделирования, выделения проблемных и прогнозных экорайонов, оптимизации топологии экоинформационной сети и экологической экспертизы проектов.

Для географов, экологов, специалистов в области природопользования.