

АКАДЕМИЯ  
НАУК  
СССР

**ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ  
И ОСОБЕННОСТИ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
М И Н И С Т Е Р С Т В О   Г Е О Л О Г И И   С С С Р

И Н С Т И Т У Т   М И Н Е Р А Л О Г И И ,   Г Е О Х И М И И   И   К Р И С Т А Л Л О Х И М И И  
Р Е Д К И Х   Э Л Е М Е Н Т О В

**ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ  
И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В НЕКОТОРЫХ ТИПАХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

27061  
19061  
55759



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
„Н А У К А“  
Москва 1967



В очередной труд отдела «Гидротермальные месторождения» ИМГРЭ включены обобщающие статьи, в которых показано поведение различных геохимических ассоциаций редких элементов в главнейших типах гидротермальных месторождений. Отдельные статьи подобраны таким образом, чтобы вскрыть геохимические особенности редких элементов в рудах главнейших металлогенических провинций СССР с наиболее высокотемпературных месторождений молибдена, вольфрама и олова и до наиболее поздних и удаленных от магматических источников сурьмяно-ртутных месторождений. Основной особенностью настоящего сборника является предельная насыщенность его фактическим материалом. Это должно способствовать наиболее полному практическому использованию систематизированных в данном труде материалов специалистами самого различного профиля, что в свою очередь может благоприятно повлиять на повышение комплексности использования минерального сырья.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук *В. В. ИВАНОВ*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске рассматривается распределение, формы нахождения и поведения редких элементов в молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана, в некоторых оловорудных месторождениях СССР, в серно- и медноколчеданых месторождениях Среднего Урала, в некоторых свинцово-цинковых месторождениях СССР и отдельных регионов мира, в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. Материал излагается в общем по единому плану и лишь в отдельных случаях допускаются некоторые отклонения от него.

Распределение и поведение редких элементов в указанных типах гидротермальных месторождений описывается в связи с различными парагенетическими ассоциациями минералов, возникшими на разных стадиях формирования месторождений. Это позволило вскрыть некоторые закономерности поведения редких элементов в ходе процесса рудообразования в зависимости от физико-химических и структурно-геологических условий. Приводимый аналитический материал основан в подавляющем большинстве случаев (за исключением редких и оговоренных в тексте данных) на химических анализах, поэтому он будет представлять значительный интерес для получения дальнейших выводов как по геохимии отдельных редких элементов, так и по закономерностям их накопления и рассеяния на определенных стадиях гидротермального процесса минерало- и рудообразования.

В данной работе освещены, конечно, далеко не все вопросы распределения, форм нахождения и закономерностей поведения редких элементов в рассматриваемых типах месторождений и она не лишена некоторых недостатков. Вместе с тем авторы считают

полезным ознакомить геологов и геохимиков, интересующихся затронутыми в книге вопросами, с полученными фактическими материалами и некоторыми выводами по распределению и поведению редких элементов в отдельных типах гидротермальных месторождений. Авторы надеются, что содержащиеся в книге данные могут быть использованы и для научного обоснования оценки комплексных руд описываемых месторождений.

Сборник составлен коллективом авторов — сотрудников Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

## РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Геологическое строение и магматизм молибдено-вольфрамовых<sup>1</sup> месторождений Центрального Казахстана описаны в работах Д. Н. Казанли (1955), Ю. А. Колмогорова, М. В. Куминова, Е. С. Гольденберга (1959), Н. Г. Кассина (1937, 1951, 1952), Л. В. Комлева, С. И. Данилевича, К. С. Ивановой и др. (1957), В. С. Коптева-Дворникова и О. С. Полквой (1956), Н. Г. Сергеева (1948). Пространственное размещение эндогенного оруденения в Центральном Казахстане освещено К. И. Сатпаевым (1957), минералогия отдельных месторождений — Ф. В. Чухровым, Л. П. Ермиловой (1964) и др. Наиболее полно представления о формировании молибдено-вольфрамовых месторождений района, особенностях их структуры и минерализации систематизировал и обобщил Г. Н. Щерба (1960).

Ценный материал по отдельным молибдено-вольфрамовым месторождениям накоплен в результате многолетнего изучения их геологами Центрально-Казахстанского геологического управления — О. А. Синевым, Л. И. Сериковым, Г. И. Бедровым, С. П. Кровяковым, Н. П. Сенчило, В. В. Степановым, Л. А. Мирошниченко и многими другими.

Необходимо отметить также интересные работы геологоструктурного характера на одном из крупнейших месторождений, выполненные А. Н. Строгановым (МГУ), и минералогические исследования на ряде месторождений В. И. Степанова (ИГЕМ), К. А. Мухли, В. Д. Гуковой и др. Гораздо меньшее количество исследований было посвящено изучению элементов-примесей. Редкие элементы в некоторых казахстанских месторождениях изучались И. А. Польшанской и Р. Н. Школьдиным (1956—1959 гг.) и А. В. Паршиным (1952—1957 гг.), висмутоносность — Н. А. Розановой и Ю. Л. Зарембо (ЦНИГРИ). Кроме того, была составлена

<sup>1</sup> Месторождения, фигурирующие в работе под этим названием, различными авторами называются по-разному: редкометалльные (Щерба, 1960), вольфрамитовые (Ермилова, 1964) и т. д.

регистрационная карта висмутосодержащих месторождений и рудопроявлений Казахстана группой сотрудников КазИМС под руководством Е. И. Маслова и изучена висмутоносность некоторых месторождений Центрального Казахстана. Сведения об отдельных редких элементах можно найти в ряде работ И. Г. Ганеева, Д. П. Пачжанова, Л. А. Борисенко (1951), И. Г. Ганеева и Н. П. Сечиной (1960), К. К. Жирова и Г. Ф. Ивановой (1959) и др.

В последние годы на некоторых молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана проводились исследования висмута и бериллия группами сотрудников ИМГРЭ (висмут изучался авторами настоящей работы, химические анализы выполнены И. С. Разиной).

Молибдено-вольфрамовое оруденение в пределах Центрального Казахстана проявлено очень широко и, как правило, характеризуется комплексным характером. Наиболее распространены месторождения, для которых типично присутствие вольфрама, молибдена, висмута, олова и некоторых других элементов. Не все эти элементы, конечно, в каждом отдельно взятом месторождении представляют практический интерес. Ведущими на том или ином месторождении могут являться лишь некоторые из них, однако устойчивая повторяемость сочетаний именно этих элементов даже при широких вариациях содержания одного из них дает основание считать их типоморфными для изученных месторождений данного района. Чаще всего отмечается сочетание пары вольфрам-молибден либо с висмутом, либо с висмутом и оловом.

Анализ геологических условий формирования месторождений рассматриваемого типа позволяет наметить следующие некоторые общие оптимальные условия для всех них или, по крайней мере, для подавляющего большинства молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана:

1) приуроченность к областям развития палеозойской вулканогенно-осадочной толщи с локализацией в участках проявления позднегерцинских гранитоидных интрузий;

2) приуроченность к подвижным зонам, контролирующим, по мнению Г. Н. Щербы (1960), размещение рудоносных интрузий в верхних структурных ярусах;

3) сочетание высокой температуры и относительно небольшой глубины формирования месторождений.

Действительно, главнейшие представители месторождений Центрального Казахстана с высокой концентрацией в них молибдено-вольфрамовой минерализации (Кара-Оба, Акчатау и др.) отвечают указанным выше условиям. В частности, глубина формирования центральноказахстанских молибдено-вольфрамовых месторождений, по данным Г. Н. Щербы (1960), колеблется от 2 до 5 км. Из грейзеновых образований на наибольшей глубине залегает месторождение Дарат, а среди более низкотемпературных — Верхнее Кайракты, и на меньших глубинах — месторожде-

ния Кара-Оба, Акчатау, Акмая, Батыстау, Байназар и др., независимо от температуры их образования.

Наряду с этим для отдельных групп рассматриваемых месторождений намечаются свои особенности, определяющиеся спецификой их формирования. Так, для месторождений с повышенной концентрацией висмутовой и бериллиевой минерализации характерно преобладание жильного морфогенетического типа рудных тел над штокверковым; более высокотемпературные условия формирования, проявившиеся в широком развитии грейзенизации алюмосиликатных пород и скарнировании карбонатных пород в пределах рудного поля, и, наконец, высокая концентрация летучих в рудоносных растворах. Для висмутовой минерализации, кроме того, благоприятными факторами являются значительный перепад температур при рудообразовании, что находит отражение в резко выраженном телескопировании руд, и образовании минеральных ассоциаций в условиях близповерхностного рудоотложения. Не менее характерна также приуроченность оруденелых участков к надинтрузивной толще вулканогенных пород или к эндоконтактовым участкам рудоносных интрузий (Попова, Минцер, 1966).

Аналогичным условиям отвечают и большинство зарубежных месторождений рассматриваемого типа. В частности, на небольшую глубину формирования комплексных молибдено-вольфрамовых месторождений указывают в своих работах Альфельд (Ahlfeld, 1933), Тернер (1960) и др. Крупные молибдено-вольфрамовые месторождения с повышенной концентрацией висмута, сформировавшиеся в гиабиссальных условиях и приуроченные к гранитоидным интрузиям, известны, например, в Австралии и в ряде провинций Китая (Цзянси, Хунань и др.). Подобного же типа месторождения в эффузивах, широко распространены в Боливии, Мексике, Японии и других странах.

Молибдено-вольфрамовые месторождения Центрального Казахстана в подавляющем большинстве случаев залегают среди алюмосиликатных пород. Чаще всего, это вулканогенные образования, прорванные интрузиями кислых и ультракислых гранитоидов. В пределах района выделяют четыре интрузивных комплекса (Щерба, 1960): раннегерцинский — топарский, верхнекарбонный — калдырминский и кзылкайнарский, позднегерцинский — акчатауский и, самый молодой — послепермский — байназарский. По отношению к редкометаллому оруденению акчатауский комплекс считается рудомещающим, а байназарский — рудосекущим. Акчатауский комплекс представлен кислыми лейкократовыми гранитами с подчиненным развитием гранит-порфиров. Байназарский — преимущественно фацией даек и малых интрузий повышенной основности от преобладающих гранодиоритов до монцонит- и сиенит-порфиров, а также эффузивными образованиями андезито-дацитового и трахилипаритового состава и их туфами. Полагают, что молибдено-вольфрамовое оруденение в Казахстане

связано с акчатауским интрузивным комплексом не только пространственно, но и генетически.

Среди молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана по морфогенетическому признаку выделяются жильные, штокверковые и смешанные.

Представителями жильного, наиболее распространенного типа являются месторождения Кара-Оба, Акчатау, Дарат, Нура-Талды, Центральное, Акмая; к штокверковому типу относится месторождение Верхнее Кайракты; примером смешанного типа (с преобладанием жильного оруденения) может служить месторождение Байназар и отчасти Акмая. Следует заметить, что не только в Акмае, но и в ряде других месторождений, как, например, в типично жильном месторождении Кара-Оба в какой-то мере проявлено штокверковое оруденение, хотя и в весьма ограниченных масштабах.

По типу изменения вмещающих пород среди молибдено-вольфрамовых месторождений рассматриваемого района различаются более высокотемпературные, — грейзеновые, и более низкотемпературные, для которых характерны процессы серицитизации, окварцевания, пиритизации и хлоритизации.

Месторождения грейзенового типа распространены наиболее широко. Сюда относятся Кара-Оба, Акчатау, Северный Коунрад, Байназар, Нура-Талды, Дарат и др. Более низкотемпературным метаморфизмом вмещающих пород характеризуются молибдено-вольфрамовые месторождения Батыстау, Верхнее Кайракты и частично Саран.

Помимо месторождений названных типов, в пределах Центрального Казахстана имеются единичные молибдено-вольфрамовые месторождения, залегающие в карбонатных породах, подвергшихся скарнированию (месторождение Акмая). Однако следует отметить, что наряду со скарнированием, которое здесь носит площадный характер, в непосредственной близости от рудоносных жил опять-таки проявляется грейзенизация. Широкое развитие мусковита на Акмае в виде изолированных гнезд в жильном кварце в ассоциации с вольфрамитом, флюоритом и др., реже с висмутином и топазом, а также образование более крупнопластинчатой оторочки мусковита с молибденитом и касситеритом по зальбандам рудоносных жил наблюдалось нами не только при залегании этих жил в алюмосиликатных породах, но и среди мраморизованных известняков.

В молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана в большинстве случаев оруденение различных стадий пространственно совмещено и время образования отвечающих им минеральных комплексов датируется не всегда однозначно. В других случаях это очень хорошо проявлено, например, на Караобинском месторождении, где минеральные комплексы различных стадий рудного процесса локализируются в жилах, формирование которых во времени точно фиксируется на основании наблюдаемых

пересечений одних жил другими. Как было установлено О. А. Синевым и подтверждено другими исследователями, кварцевые жилы с молибденитом, являющиеся самыми ранними на этом месторождении, отчетливо секутся жилами с вольфрамитом, содержащими также касситерит, молибденит и минералы висмута, а эти жилы секутся кварцевыми жилами, несущими более позднюю вольфрамовую и полисульфидную минерализацию.

Температурные интервалы для отдельных стадий или отвечающих им минеральных комплексов в рассматриваемых месторождениях Казахстана изучались И. В. Банщиковой (1958), В. Ю. Даулеткуловой и др. в основном методом растрескивания по нескольким минералам (кварцу, пириту различных генераций, топазу и т. д.). Проведенные ими экспериментальные работы, например по Караобинскому месторождению, показали широкий диапазон температур рудоотложения. Так, В. Ю. Даулеткуловой в лаборатории Института геологических наук АН КазССР при исследовании минералов методом растрескивания были получены следующие данные (Щерба, 1960): для ранних кварц-вольфрамитовых жил температура образования по кварцу определена в интервале  $350-300^{\circ}$ , по пириту  $280-180^{\circ}$ , для более позднего кварц-сульфидного минерального комплекса температура образования по кварцу установлена в  $200^{\circ}$ , по пириту первой генерации  $206-194^{\circ}$  и по пириту второй генерации  $138-116^{\circ}$ . Таким образом, рудоотложение в Караобинском месторождении, если судить по данным экспериментальных работ, по-видимому, происходило в интервале температур от  $350$  до  $100^{\circ}$ .

Последовательность формирования минеральных комплексов штокверковых молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана в общих чертах соответствует таковой в жильных месторождениях этого типа. В обоих случаях в последние стадии рудного процесса происходило массовое отложение сульфидов железа, меди, свинца и цинка, среди которых в штокверковых месторождениях, особенно сформировавшихся в более низкотемпературных условиях, исключительно широкое распространение получают дисульфиды железа при крайне ограниченном развитии сульфидов других металлов. Так, например, в месторождении Верхнее Кайракты количество пирита достигает 6% от всей рудной массы, между тем как галенит, сфалерит и халькопирит в рудах этого месторождения представляют лишь минералогический интерес.

Вообще штокверковый тип молибдено-вольфрамовых месторождений в Центральном Казахстане по основным и сопутствующим полезным компонентам значительно беднее жильного, хотя по своим запасам он превосходит последний во много раз. По сравнению с жильными месторождениями типа Кара-Обы наиболее характерное штокверковое месторождение Верхнее Кайракты формировалось при более низких температурах, на больших глубинах и, по-видимому, в более длительный период. В процессе его форми-

рования летучие компоненты играли незначительную роль и резкие температурные перепады, столь характерные для месторождений Караобинского типа, здесь не отмечаются.

Исследователями Казахстана в пределах рудных полей молибдено-вольфрамовых месторождений установлено проявление молодого байназарского магматизма чаще всего в виде даек, реже субвулканических или эффузивных образований. Интересно, что в ряде грейзеновых жильных месторождений с богатой молибдено-вольфрамовой минерализацией наблюдается внутрирудная дайковая фация байназарского комплекса; внедрение даек при этом непосредственно предшествовало формированию основных рудных жил. Так, например, на Караобинском месторождении внедрение даек гранит-порфиров отделяет кварц-молибденитовые жилы от всех последующих рудных жил, несущих главную вольфрамовую, оловянную и висмутовую минерализацию. Аналогичная картина наблюдается и на месторождении Байназар, где ранние рудоносные прожилки штокверковых руд отчленяются от главных рудных жил внедрением субщелочных даек байназарского комплекса.

В пределах штокверковых месторождений внутрирудных даек не установлено, а все молодые магматические проявления относятся к послерудным образованиям. Таковы, например, по данным Г. И. Бедрова, дайки диабазовых порфиритов на месторождении Верхнее Кайракты, по данным Л. А. Мирошниченко и др. — сложный комплекс от андезит-дацитовых туфолав до даек сиенитодиорит-порфиров и фельзит-порфиров на месторождении Батыстау.

Несмотря на некоторое отличие условий формирования тех или иных молибдено-вольфрамовых месторождений, в частности, существенно жильных и штокверковых, последовательная смена парагенезисов и состав их основных минеральных комплексов во всех месторождениях данного типа в Центральном Казахстане характеризуются большим сходством. Различие же между ними определяется в основном количественными соотношениями минеральных комплексов, отвечающих той или иной стадии рудоотложения, и вариациями содержаний самих рудообразующих минералов. В соответствии с этим изменяются, и элементы-примеси, характерные для тех или иных минералов-носителей и редкие элементы, находящиеся в данных месторождениях в форме собственных минералов.

Так, в месторождениях с хорошо развитой полисульфидной минерализацией значительную роль играет комплекс халькофильных редких элементов, для которых минералами-концентраторами являются галенит, халькопирит, сфалерит, пирит, пирротин и др. К таким элементам относятся Se, Te, Tl, Ag, Bi, In, Cd. Германий в сфалеритах рассматриваемых месторождений практически отсутствует, а содержание галлия близко к кларковому. Из других редких элементов значительным распространением и концентрацией пользуется скандий и частично иттрий, являющиеся харак-

терными элементами-примесями вольфрамитов (Борисенко, 1958; Ганеев, Сечина, 1960).

В жильных месторождениях типа Кара-Обы, Дарата, Центрального, Байназара и др., где развита высокотемпературная минерализация со значительным развитием молибденита, типоморфным элементом-примесью является рений, концентрация которого в молибденитах превышает кларк в 50—60 раз.

Важнейшим редким элементом молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана является висмут. Этот элемент в рудах рассматриваемых месторождений образует собственные фазы, и лишь ничтожная его доля заключена в других минералах в виде изоморфной примеси. Условия концентрации этого элемента при формировании месторождений Центрального Казахстана будут рассмотрены ниже, поэтому здесь можно ограничиться лишь указанием, что висмут имеет тенденцию накапливаться в наиболее высокотемпературных грейзеновых месторождениях жильного типа, подобных месторождениям Кара-Оба, Акчатау, Байназар, Нура-Талды и др. В комплексе с висмутом концентрируются и отмеченные выше типоморфные элементы руд. С этим типом месторождений при достаточно широком развитии грейзеновых тел с высоким содержанием мусковита связана некоторая концентрация лития, рубидия и цезия. Эти элементы были установлены нами в мусковитах грейзеновых месторождений Кара-Оба, Акмая и Нура-Талды (табл. 1). Несколько более высокими концентрациями всех трех элементов характеризуются мусковиты месторождения Нура-Талды.

Таблица 1

Содержание Li, Rb и Cs в мусковитах некоторых молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана (в г/т)

№ пробы	Месторождение	Li	Rb	Cs
КО-108	Кара-Оба	2200	4900	100
КО-133	»	1300	2800	60
КО-459	»	1100	3000	70
АМ-301	Акмая	200	3000	90
АМ-329	»	50	2500	70
НТ-389	Нура-Талды	1200	3300	100
НТ-391	»	1900	3700	130

В Караобинском рудном поле в пределах Западного участка известны очень своеобразные метасоматические, существенно стронцианитовые тела среди доломитизированных мраморизованных известняков. Поскольку нигде более не наблюдалось аналогов

подобных образований, то стронций, по-видимому, не является характерным элементом для молибдено-вольфрамовых месторождений и может рассматриваться в этом районе лишь как примесь в известняках, которые, по данным Л. П. Ермиловой (1964), содержат его от сотых до десятых долей процента.

Распределение редких элементов в процессе формирования месторождений грейзенового жильного типа, имеющих в пределах Центрального Казахстана наиболее широкое распространение, будет рассмотрено на примере Кара-Обы, так как на этом месторождении минерализация, отвечающая различным стадиям рудообразования, хорошо обособлена и выделяется с достаточной достоверностью. Караобинское месторождение представляет удобный объект и в том отношении, что в нем наиболее полно сконцентрированы все полезные компоненты, которые в различных сочетаниях проявлены на других редкометальных месторождениях Центрального Казахстана.

Распределение редких элементов в штокверковых месторождениях рассматривается на примере наиболее характерного представителя этого типа — месторождения Верхнее Кайракты. Распределение редких элементов в комплексных молибдено-вольфрамовых месторождениях, залегающих в карбонатных породах, освещено на примере Акмаи.

Процесс рудоотложения во всех месторождениях имеет сходные черты, отличаясь в основном по температуре образования и концентрации летучих компонентов. Наиболее высокотемпературным с широким проявлением грейзенизации является месторождение Кара-Оба, промежуточное положение занимает Акмая и наиболее низкотемпературным — Верхнее Кайракты. В связи с этим распределение редких элементов было бы удобнее рассматривать по унифицированным стадиям рудоотложения в целом, а не по отдельным месторождениям. Однако поскольку выделенные на этих месторождениях различными исследователями этапы и стадии процесса минералообразования получили широкое распространение в геологической литературе, мы сохраняем их без изменения и дальнейшее описание производим по каждому из указанных месторождений.

## МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАРА-ОБА

### Геологическое строение

Согласно представлениям О. А. Синева (1953—1956 гг.), Л. И. Серикова (1957 г.), В. С. Коптева-Дворникова и О. С. Полковой (1956), А. Н. Строганова (1956—1958 гг.) и др. месторождение Кара-Оба приурочено к позднегерцинскому Караобинскому массиву, являющемуся многофазной интрузией ультракислых гранитов акчатауского комплекса, прорывающих вулканогенно-оса-

дочную толщу девона, известную под названием угузтауской свиты и представленную туфами липаритовых порфиров, туфолавами и альбитофирами.

Караобинское рудное поле занимает положение, отвечающее антиклинальной складке второго порядка, в ядро которой интродировали караобинские граниты. Эта антиклиналь осложняет более крупную положительную структуру, в центральной части последней располагаются гранитоиды Кылчинского массива.

Решающую роль в формировании месторождения играли, однако, не пликативные, а дизъюнктивные нарушения. Самой крупной структурной единицей в районе является выделенный А. Н. Строгановым Шалгия-Караобинский разлом глубокого заложения, имеющий характер сброса — сдвига и прослеживающийся на большом протяжении в направлении юго-восток — северо-запад. К западу от Кара-Обы, в юг-юго-восточном направлении от этого разлома отходит ветвь, которая южнее скрывается под рыхлыми отложениями долины Ак-Дала. В тектоническом клине между этими двумя, падающими навстречу друг другу, разломами северо-западного простирания располагается Караобинское рудное поле, обрамляющееся с востока серией тектонических нарушений северо-восточного простирания.

Северо-восточные и северо-западные направления являются генеральными в структурном плане не только района, но и самого рудного поля. В частности, северо-восточное простирание, характерное для серии разрывных нарушений в вулканогенной толще восточной части района и для многочисленных даек, которыми изобилует массив среднегерцинских гранитов за пределами месторождения, наследуется кварц-вольфрамитовыми жилами, секущими Караобинский гранитный массив позднегерцинского возраста. Северо-западное простирание, характерное для крупных разломов района, внутри рудного поля наследуется многочисленными жилами более поздних стадий минерализации Караобинского месторождения. Полагают, что разломы северо-западного простирания, по сравнению с северо-восточными, характеризуются более древним заложением и более длительным периодом развития.

В Караобинском рудном поле выделяют три участка: Центральный, сложенный караобинскими гранитами и заключающий главную массу комплексных молибдено-вольфрамовых жил; Молибденовый, находящийся в юго-западной части среди туфогенных пород угузтауской свиты, содержащий большую часть молибденовых жил, и Западный, расположенный на значительном удалении от Караобинского массива и заключающий своеобразную минерализацию в известняках — стронцианитовые и скарновые тела.

Туфогенные породы в непосредственной близости от рудоносных кварцевых жил претерпели интенсивное ороговикование;

в них развит мелкозернистый флюорит нередко в ассоциации с магнетитом и мелкопластинчатым мусковитом, который иногда обрамляет прожилкообразные выделения флюорита. Однако сколько-нибудь отчетливой грейзенизации в этих породах не наблюдается.

В Караобинском гранитном массиве А. Н. Строганов выделяет породы собственно интрузивной фазы, различающиеся в основном только по структуре, и жильную фацию кислых гранитоидов, среди которых дайки гранит-порфиров и аплитов являются внутрирудными. Из всех процессов, сопутствующих редкометалльному рудоотложению в интрузивных породах, преобладает грейзенизация.

На Караобинском месторождении развиты три морфогенетических типа рудных тел — грейзеновые зоны, штокверки и жилы. Штокверки распространены незначительно, и практическая ценность их на данном месторождении пока еще не ясна. Среди грейзеновых зон самостоятельное значение имеют лишь единичные тела, заключающие, по данным А. А. Строганова, около 5% всего количества вольфрамита.

Основные запасы всех полезных компонентов месторождения сосредоточены в рудных жилах. Среди рудных жил по морфологии, вещественному составу и возрастному признаку О. А. Синев, А. Н. Строганов и другие выделяют: 1) пологопадающие субширотные — кварц-молибденитовые; 2) крутопадающие северо-восточные — кварц-вольфрамитовые; 3) крутопадающие северо-западные жилы (так называемые комбинированные) и кварц-вольфрамитовые жилы с повышенным содержанием сульфидов<sup>1</sup>. Рудные жилы характеризуются значительной протяженностью.

### **Минерализация и распределение редких элементов**

В процессе формирования месторождения выделяется восемь стадий (Ермилова, 1964): 1) кварц-полевошатовая; 2) молибденит-кварцевая; 3) ранняя вольфрамит-кварцевая; 4) поздняя вольфрамит-кварцевая; 5) сульфидно-кварцевая; 6) полевошатовая; 7) кварц-флюоритовая; 8) кальцит-цеолитовая. Ниже мы рассмотрим минерализацию и типоморфные редкие элементы, связанные лишь с собственно рудоносными стадиями, отвечающими в приведенной выше схеме второй, третьей, четвертой и пятой стадиям, при этом для краткости будем называть их соответственно — молибденитовой, ранней вольфрамитовой, поздней вольфрамитовой и полисульфидной.

---

<sup>1</sup> В дальнейшем мы будем их называть соответственно: 1—молибденитовые, 2—вольфрамитовые и 3—комбинированные и полисульфидные жилы.

Наиболее ранняя рудная минерализация, отвечающая молибденитовой стадии, связана с субширотными пологопадающими к северу кварцевыми и полевошпат-кварцевыми жилами, залегающими среди туфогенных пород на юго-западном фланге месторождения. По данным А. Н. Строганова, в них заключено 75% запасов молибдена всех караобинских руд. Молибденит крупнопластинчатыми (~1 см) агрегатами в виде щетки располагается либо непосредственно на стенках ороговикованных туфогенных пород по границе с жилой, либо, чаще, в виде одинарных или двойных цепочек близ зальбандов внутри жилы. В весьма ограниченном количестве в этих жилах встречаются более поздние сульфиды — халькопирит, пирит и арсенопирит. Макроскопически висмутовая минерализация здесь не установлена. Под микроскопом авторами обнаружены висмутин и самородный висмут, которые отчетливо ассоциируют с халькопиритом, корродирующим молибденит, и не встречаются вне более позднего сульфидного парагенезиса. Все эти сульфидные минералы, за исключением молибденита, скорее всего являются наложенными и по времени образования относятся к последующей вольфрамитовой стадии.

Молибденитовая стадия очень бедна редкими элементами. Для нее характерен рений, содержание которого в концентрирующем его молибдените составляет десятитысячные доли процента. В табл. 2 приводятся результаты химического анализа на рений

Таблица 2

Содержание Re в молибденитах

Стадия рудоотложения	Содержание Re, г/т
Молибденитовая	3
»	3,7
»	2,9
Вольфрамитовая	1
»	1,4

в молибдените из рудных жил, относящихся к молибденитовой стадии, и для сопоставления — в молибдените из рудных жил, сформировавшихся в последующую вольфрамитовую стадию. Анализы заимствованы из работы К. К. Жирова и Г. Ф. Ивановой (1959).

Таким образом, отмечается уменьшение концентрации рения в молибденитах более поздней стадии рудоотложения.

В некоторых молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана содержание рения в молибденитах (табл. 3) колеблется от 1,2 г/т (Кара-Оба) до 17 г/т (Акчатау) и 38 г/т (Северный Коунрад).

Таблица 3

## Содержание Re в молибденитах некоторых месторождений

Месторождение	Содержание, Re, г/т	Исследователь
Кара-Оба	5	Н. А. Хрущов и др. (1960)
»	Не обн.	Данные В. Н. Гороховой (ИМГРЭ)
Акчатау	1,2	К. К. Жиров, Г. Ф. Иванова (1959)
»	17	Данные В. Н. Гороховой (ИМГРЭ)
Северный Коунрад	15	» А. В. Паршина
»	38	»

Из других редких элементов в молибденитах указанных стадий минерализации установлен Вi (в форме собственных минералов) и спорадически встречающиеся Se и Ag (табл. 4).

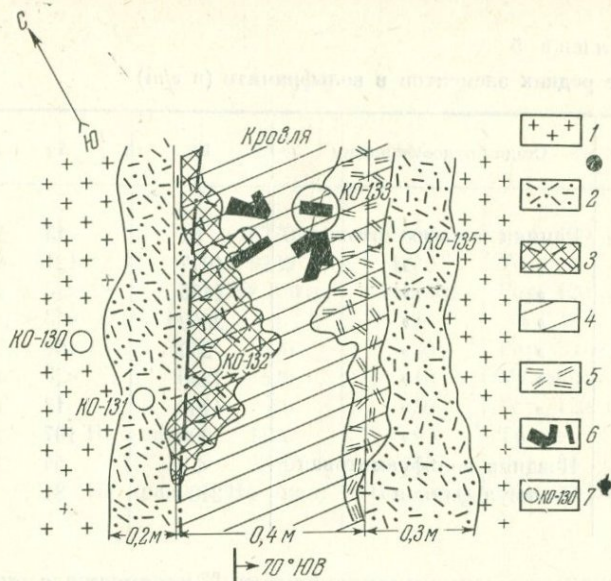
Таблица 4

## Содержание некоторых редких элементов в молибденитах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Вi	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
КО-443	Молибденитовая	100	10	<2	<3	<1	Гор. 30 м, жила 54
КО-431	»	150	<2	<2	<3	Следы	Гор. 120 м, жила 54
КО-116	»	124	35	<2	107	<1	То же
КО-451	Ранняя вольфрамитовая	937	<2	<2	<3	<1	Гор. 120 м, жила 13

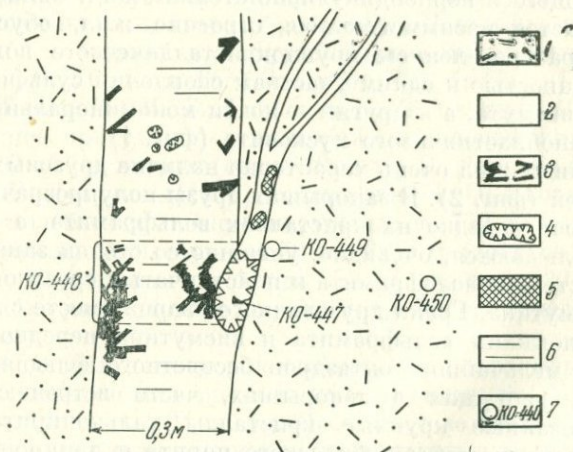
Следующая по времени образования рудная минерализация, отвечающая ранней вольфрамитовой стадии, связана с жилами северо-восточного простирания, секущими молибденитовые жилы. Вольфрамитовые жилы весьма разнообразны по составу и представляют главную промышленную ценность месторождения. По данным А. Н. Строганова, в них заключено около 90% трехокиси вольфрама месторождения, практически все олово и висмут и около 25% молибдена. Кроме кварца и полевого шпата, в этих жилах в большом количестве встречаются крупнотаблитчатый вольфрамит, топаз, касситерит, молибденит, различные минералы висмута; значительно реже и в весьма ограниченном количестве — пирит, халькопирит и другие сульфиды.

Рудные жилы сопровождаются грейзеновыми оторочками средней мощностью 20—30 см, несущими в той или иной степени



Фиг. 1. Строение вольфрамовой жилы 10 (гор. 60 м, северный штрек блок 32)

1 — среднезернистые граниты; 2 — оруденелый кварц-мусковитовый грейзен; 3 — сульфидное обособление с висмутином в грейзенизированном участке кварцевой жилы, 4 — кварц; 5 — мусковит; 6 — крупнотаблитчатый вольфрамит; 7 — места взятия проб; образцов или шлифов



Фиг. 2. Вольфрамовая жила 13 с крупным занорышем в участке ответвления апофизы и с мелкими занорышами в центральной части жилы. Пирит развит в виде правильных кристаллов среди таблитчатого вольфрамита и в виде мелкозернистого агрегата вдоль поперечных трещин в центральной части жилы (Молибденовый участок, гор. 120 м, кровля 102-го блока)

1 — туфогенные породы; 2 — кварц; 3 — вольфрамит; 4 — занорыши с кварцем, халькопиритом, пиритом и козалитом; 5 — обособления массивных сульфидов; 6 — трещины в кварцевой жиле; 7 — места взятия проб

Таблица 5

Содержание редких элементов в вольфрамите (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Ві	Ag	Tl
КО-103	Ранняя вольфрамитовая	61	13	2
КО-105	» »	19,7	121	2
КО-133	» »	1465	<3	4
КО-140	» »	2540	<3	Сл.
КО-144	» »	250	161	5
КО-446	» »	7250	<3	46
КО-121	» »	4200	13	Сл.
КО-448	» »	900	107	4
КО-441	Поздняя вольфрамитовая	<2	54	3
КО-438	Полисульфидная	2400	81	6

высокотемпературную минерализацию. В частности, с околожильными грейзенами связано значительное количество топаза, касситерита, некоторое количество вольфрамита и минералов висмута. Строение жил большей частью симметричное, с характерными обособлениями параллельно зальбандам прерывистых полос, сложенных шестоватыми агрегатами крупнотаблитчатого вольфрамита, располагающегося перпендикулярно стенкам жил. Однако местами обнаруживается несимметричное, строение жил, обусловленное кустовым распределением крупнокристаллического вольфрамита и приуроченностью к одним участкам скоплений сульфидов железа, меди и висмута, а к другим — почти мономинеральных обособлений крупнопластинчатого мусковита (фиг. 1).

Для данных жил очень характерно наличие друзовых полостей и занорышей (фиг. 2). В занорышах друзы полупрозрачного кварца нарастают нередко на кристаллах вольфрамита, а на друзах кварца наблюдаются, очевидно, упавшие со стенок занорыша обломки кристаллов вольфрамита и пластинчатых сростков вольфрамита и висмутитина. Грани друзовидного кварца вместе с лежащими на них обломками вольфрамита и висмутитина нередко покрыты чехлом из мельчайших октаэдров бесцветного флюорита. Среди минералов, растущих в занорышах, часто встречаются хорошо образованные крупные кристаллы халькопирита, на которые нарастают друзы кубического пирита и длинноигльчатого козалинта.

Вольфрамит является самым распространенным минералом руд данной стадии, не считая кварца, полевого шпата и мусковита. Согласно Л. П. Ермиловой (1964), молекулярное отношение  $FeWO_4$  к  $MnWO_4$  в этом вольфрамите составляет 1 : 53 (по 20 анализам) с

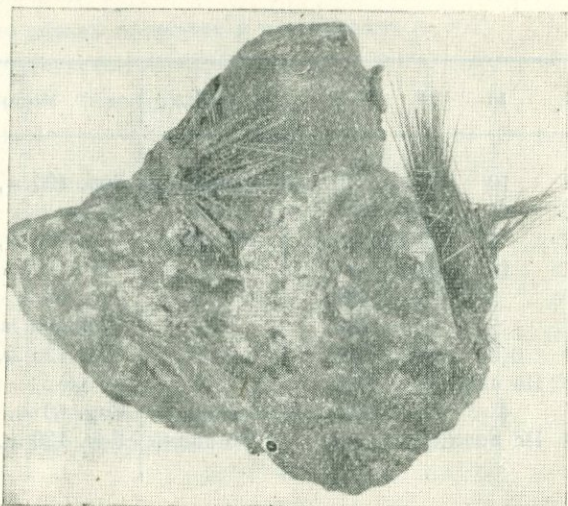
Ga	In	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Место взятия
3	10	6770	630	Гор. 120 м, жила 1
3	12	9230	1330	То же
<1	4	Не анал.	Не анал.	Гор. 120 м, жила 10
<1	16	»	»	« « « « 1
<1	2	390	30	Гор. 30 м, « 13
<1	2	520	40	Уклонка по жиле 54
<1	0,66	960	50	Гор. 120 м, жила 13
<1	Не анал.	1730	90	То же
<1	4	9500	1780	Гор. 60 м, жила 13
<1	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Гор. 120 м, жила 3

незначительным колебанием по простираннию и по падению рудной жилы.

В вольфрамите установлена примесь следующих редких элементов: Bi, Nb, Ta, Ga, Tl и Ag. В табл. 5 приводятся результаты химического определения содержания некоторых редких элементов в вольфрамитах ранней вольфрамитовой стадии и для сопоставления — единичные частные определения для вольфрамитов более поздних стадий рудообразования. В вольфрамите из кварцевой жилы месторождения Нура-Талды соответственно обнаружено (в г/т): Bi 250; Se и Te < 2; Ag 80; Tl < 1; Ga < 1; In 10; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 2960; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 70. И. Г. Ганеев и Н. П. Сечина (1960) отмечают постоянное присутствие в карабинских вольфрамитах скандия (50—200 г/т) и иттрия (около 200 г/т). По данным Л. Ф. Борисенко и Н. В. Лизунова (1958), содержание Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в вольфрамитах Кара-Обы колеблется от «не обнаружено» до 700 г/т (среднее 200 г/т по 50 пробам), Акчатау — от 50 до 1200 г/т (среднее 550 г/т по 120 пробам), Байназара — от 100 до 750 г/т (среднее 620 г/т по 11 пробам) и Северного Коунрада — от 50 до 700 г/т (среднее 240 г/т по 9 пробам).

Приведенные данные показывают, что для вольфрамитов характерны несколько повышенные концентрации Sc, Y, Bi, Nb и Ta, а также иногда In, Tl и Ag. Поскольку во всех пробах вольфрамита в том или ином количестве присутствуют висмутовые минералы, которые, как будет показано ниже, являются концентраторами Ag, In и Tl, значительную долю этих элементов следует, по-видимому, связать именно с ними.

Близким к вольфрамиту по комплексу элементов-примесей является касситерит (в г/т): Bi 2460; Ag 27; Ca < 1; In 67; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

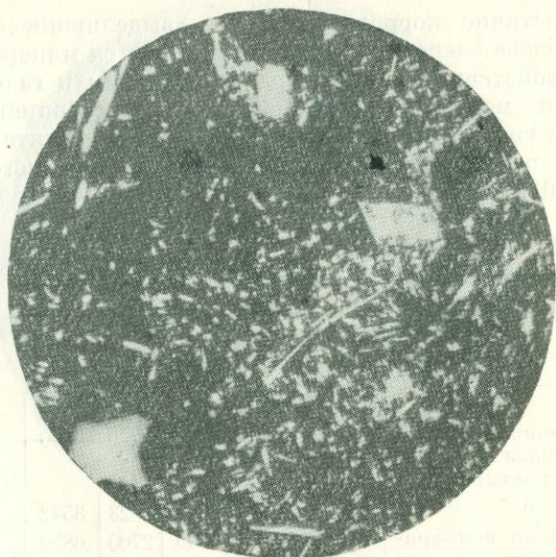


Фиг. 3. Тонкопризматический козалиит в пустотках кварца из занорыша. Нат. вел. (месторождение Кара-Оба, гор. 120 м, жила 13)

4370;  $Ta_2O_5$  2820. Образование его приурочено в основном к ранней и частично к поздней вольфрамитовым стадиям. Встречается он как в рудных жилах, так и в околожильных грейзенах. Особенно обогащена касситеритом жила, выполненная минеральной ассоциацией, относящейся к ранней вольфрамитовой стадии. К типоморфным элементам-примесям касситерита следует отнести  $In$ ,  $Nb$  и  $Ta$ . Присутствие в нем значительного количества  $Bi$  связано с вростками тончайших иголочек козалиита.

Молибденит в вольфрамитовом парагенезисе развит сравнительно широко. Агрегаты его пластинок в виде щеточек располагаются большей частью в контакте грейзенизированных гранитов с кварцевой жилой и наблюдаются внутри рудных жил или в околожильных грейзенах. Содержание редких элементов в этом молибдените было охарактеризовано выше.

В рудах ранней вольфрамитовой стадии большим распространением пользуется козалиит, впервые установленный на этом месторождении Л. П. Ермиловой. Ассоциации, в которых встречается козалиит, весьма разнообразны. Так, очень часто козалиит наблюдается в занорышах, где он нарастает непосредственно на грани полупрозрачного кварца или на грани идиоморфных кристаллов пирита и халькопирита, выстилающих стенки занорышей; встречается он также в ассоциации с мусковитом, жильбертитом и флюоритом. Игольчатые индивиды козалиита в занорышах достигают 5—6 см по длинной оси (фиг. 3). Помимо этого козалиит широко распространен в массивных рудах, где он иногда буквально пронизывает жильный



Фиг. 4. Тонкоигольчатый козалит пронизывает жильный кварц и корродирует кристаллы арсенипирита (месторождение Кара-Оба). Полированный шлиф, увел. 150



Фиг. 5. Тонкопризматический козалит замещается мелкозернистым агрегатом галеновисмутита, галенита и самородного висмута (месторождение Кара-Оба, жила 10). Полированный шлиф, увел. 500, желтый свет

кварц и частично корродирует ранее выделившиеся сульфиды (фиг. 4). В свою очередь козалиит корродируется минералом, по оптическим свойствам и микротвердости близким к галеновисмутиту, который местами превращается в мелкозернистый агрегат самородного висмута и галенита (фиг. 5). В козалиите установлен ряд редких элементов, характерных для сульфидного парагенезиса (табл. 6).

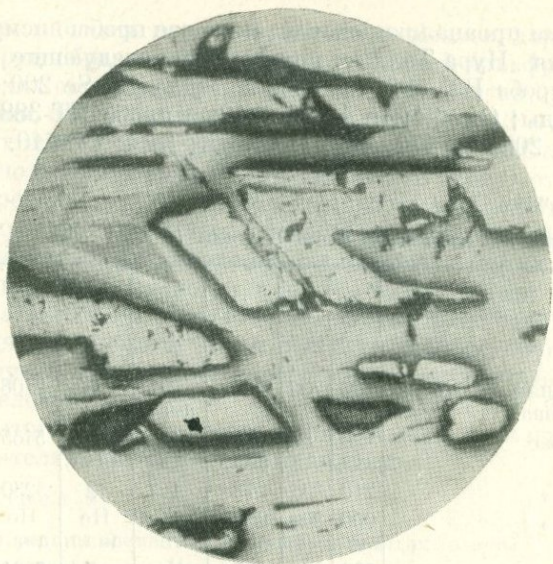
Таблица 6

Содержание редких элементов в козалиитах (в  $\text{г/т}$ )

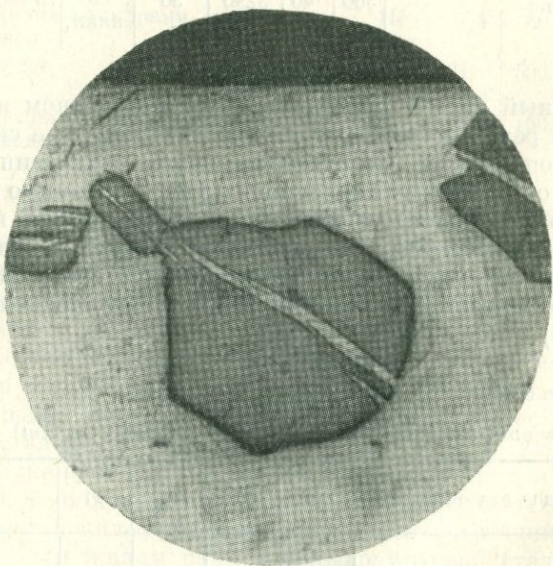
№ пробы	Стадия рудоотложения	Se	Te	Ag	Tl	Sb	Место взятия
КО-465	Ранняя вольфрамитовая (из жилы)	127	173	712	220	9800	Гор. 120 м, жила 1
КО-467	То же	175	<2	295	23	3542	То же
КО-150	Ранняя вольфрамитовая (из занорыша)	270	136	6800	2700	6850	Гор. 120 м, жила 10
КО-447	То же	Не анал.	Не анал.	8300	230	25 000	Гор. 120 м, жила 13

Приведенные данные показывают, что для козалиитов характерны повышенные концентрации Sb, Tl, Ag, Se и Te. Все эти элементы, по-видимому, изоморфно входят в кристаллическую решетку минерала. Интересно, что в некоторых случаях при разложении козалиита образуются сложные полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из мелкозернистого агрегата галенита, самородного висмута и пираргирита.

Висмутин является одним из распространенных минералов караобинских руд, выделяющимся ранее самородного висмута, но позднее всех главных рудообразующих сульфидов данной стадии, которые он корродирует и интенсивно замещает вплоть до образования реликтов (фиг. 6). Висмутин встречается в рудных жилах в ассоциации с высокотемпературными пиритом и халькопиритом. Он наблюдается в сростаниях с козалиитом и самородным висмутом и очень редко — с молибденитом. В околосильном грейзене висмутин встречается значительно реже. По составу элементов-примесей он весьма близок к козалииту и отличается лишь меньшим содержанием Ag и Tl (табл. 7). Висмутины из минерального комплекса ранней и последующей вольфрамитовых стадий были проанализированы также на Cd и Ga. При этом Cd ни в одной из четырех проб не был обнаружен при чувствительности анализа 10  $\text{г/т}$ , а Ga установлен лишь в одной из проб в количестве 9  $\text{г/т}$ , т. е. в концентрации ниже кларковой.



Фиг. 6. Замещение пирита (рельефный) висмутином (месторождение Кара-Оба, гор. 60 м, жила 10). Полированный шлиф, увел. 150



Фиг. 7. Самородный висмут цементирует пластинки молибденита и проникает внутрь их по тонким трещинкам (месторождение Кара-Оба, гор. 120 м, жила 13). Полированный шлиф, увел. 250

Авторами проанализированы также две пробы висмутин из месторождения Нура-Талды, показавшие следующие результаты (в г/т) — проба НТ-382, гор. 660 м, жила 46; Se 200; Te 636; Ag 672; Tl следы; Ga < 1; In 4; Cd < 10; и проба НТ-388 гор., 660 м, жила 6: Se 200; Te 470; Tl < 1; Ga < 1; In 4; Cd < 10.

Таблица 7

Содержание редких элементов в висмутинах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Se	Te	Ag	Tl	In	Sb	Место взятия
КО-136	Ранняя вольфрамитовая	400	700	210	Не анал.	8	9108	Гор. 120 м, жила 10
КО-137	То же	90	56	Не анал.	12	Не анал.	5465	То же
КО-138	» »	210	335	73	1,7	12	3230	»
КО-142	» »	900	200	920	11	Не анал.	Не анал.	»
КО-434	» »	233	346	107	Не анал.	7	7084	»
КО-440	Поздняя вольфрамитовая	190	660	<3	<1	80	5000	Гор. 60 м, жила 3
КО-117	То же	360	40	3290	50	Не анал.	15 180	Отвал шахты

Самородный висмут по сравнению с висмутинном и козалитом встречается реже, но образует иногда значительные скопления до 2—3 см в поперечнике. Он отлагался позже молибденита и других сульфидов, отчетливо их корродируя (фиг. 7). Помимо макровключений, самородный висмут постоянно наблюдается в виде микровключений в висмутине, козалите, реже в пирите и халькопирите вольфрамитовой стадии. Самородный висмут сравнительно беден редкими элементами, из которых нами установлены только Se и Te (табл. 8).

Таблица 8

Содержание редких элементов в самородном висмуте (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
КО-218	Ранняя вольфрамитовая	56	466	<3	2	Гор. 120 м, жила 1
КО-434	То же	64	370	<3	<1	» 120 » 3

Чтобы закончить перечень редких элементов, характерных для главных рудообразующих минералов ранней вольфрамитовой стадии, коротко остановимся на комплексе элементов-примесей полевых шпатов, слагающих крупные участки до 2—3 м в рудоносных кварцевых жилах. Описывая такие участки, А. Н. Строганов называет их полевошпатовыми «пробками» и отмечает, что полевой шпат в пределах этих участков полностью вытесняет кварц, занимая все пространство жилы от зальбанда до зальбанда. Перечень редких элементов, установленных в полевых шпатах из таких участков рудных жил, приводится в табл. 9, из которой видно, что полевые шпаты ранней и поздней вольфрамитовой стадии по элементам-примесям, вероятно, не отличаются друг от друга. Как в тех, так и в других повышенное содержание устанавливается лишь для редких щелочей — Li, Rb и Cs. Содержание Ga и Tl близко к обычному для этого минерала, содержание In находится почти на пределе чувствительности химического анализа.

Таблица 9

Содержание редких элементов в полевых шпатах (в г/м)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Bi	Ga	Tl	In	Li	Rb	Cs
КО-105	Ранняя вольфрамитовая	108	19	He анал.	0,4	50	1700	50
КО-106	То же	He анал.	12	9	He анал.	500	1800	50
КО-436	Поздняя вольфрамитовая	28	17	12	0,1	100	2100	60

Рудная минерализация, отвечающая поздней вольфрамитовой стадии, связана с северо-западными жилами, являющимися в большинстве случаев высокотемпературными образованиями в комбинированных рудных телах. В северо-восточной части месторождения известно много одиночных жил северо-западного простирания, обычно небольшой протяженности и незначительной мощности. Полагают, что основным полезным компонентом в этих жилах является вольфрамит, наряду с которым в большем количестве, чем в предыдущую стадию, встречаются сульфиды железа, меди, свинца и цинка. В то же время жилы явно беднее касситеритом и минералами висмута, а молибденит представляет здесь большую редкость.

В кварцевых жилах поздней вольфрамитовой стадии, аналогично вышеописанным жилам ранней вольфрамитовой стадии, встречаются отдельные, иногда протяженные участки, состоящие целиком из полевого шпата, что совершенно не характерно для более низкотемпературных полисульфидных жил. Внутри полевошпатовых участков наблюдаются мелкие обособления кварца и кварц-муско-



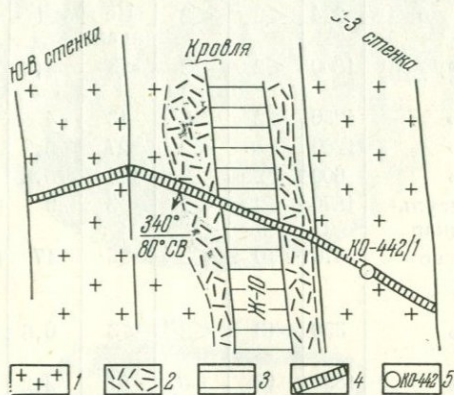
**Фиг. 8.** Включения теллурависмутита (1) и тетрадимита (2) в висмутите (3) (месторождение Кара-Оба, жила 3). Полированный шлиф, увел. 750, в иммерсии

витового грейзена, аналогичного грейзену околожильной оторочки. Такая же оторочка, даже большей мощности, находится и в висячем боку со стороны примыкающей полисульфидной жилы. Вслед за А. Н. Строгановым мы считаем, что все эти грейзеновые образования являются более ранними по сравнению с полисульфидными жилами, которые использовали северо-западные трещины и в том числе залеченные ранее жилами поздней вольфрамитовой стадии, приоткрытые в момент формирования полисульфидных жил.

В соответствии с возрастанием количества рудообразующих сульфидов, в данную стадию приобретают несколько большее значение халькофильные редкие элементы, типоморфные для пирита, халькошпирита, галенита и сфалерита. Интересно, что висмутин поздней вольфрамитовой стадии по сравнению с другими разновидностями этого минерала содержит вдвое больше теллура. Под микроскопом в нем наблюдаются мелкие включения теллуридов висмута (фиг. 8). Содержание нехалькофильных редких элементов, распространенных в предшествовавшую стадию, резко уменьшается. Содержание редких элементов в рудообразующих минералах, характерных для обеих вольфрамитовых стадий, было приведено выше при описании минеральных комплексов, относящихся к ранней вольфрамитовой стадии, поэтому здесь не рассматривается.

Рудная минерализация, отвечающая полисульфидной стадии, связана с формированием крутопадающих северо-западных жил,

широко развитых в центральной и северо-восточной частях месторождения. Типичными представителями таких жил считаются рудные жилы 6 и 20 и полисульфидные составляющие в комбинированных рудных телах (например, жила 3). Целая серия маломощных одиночных жилок, относящихся к полисульфидной стадии, отмечается в северном штреке по жиле 10, относящейся к ранней вольфрамитовой стадии и отчетливо секущейся ими. На зарисовке (фиг. 9) отражено пересечение одной из полисульфидных жилок



Фиг. 9. Маломощная полисульфидная жила сечет вольфрамитовую жилу 10 (гор. 60 м, северный штрек по жиле 10)

1 — мелкозернистые граниты с порфировой структурой; 2 — грейзен;  
3 — кварц вольфрамитовой жилы; 4 — кварц полисульфидной жилы; 5 — место взятия пробы

жилы 10 вместе с грейзеновыми оторочками. Согласно А. Н. Строганову, полисульфидные жилы сопровождаются лишь незначительной серицитизацией. Они сложены полосчатым агрегатом гребенчатого, частично перекристаллизованного кварца, в котором неравномерно распределены линзовидные или изометрические массивные обособления пирита, сфалерита, арсенопирита, халькопирита, галенита и очень редкого для этих жил вольфрамита. Считается, что в жилах данного типа висмутовая минерализация отсутствует. Однако под микроскопом нами неоднократно наблюдались галеновисмутит, виттихенит, айкинит и самородный висмут в виде микровключений в рудообразующих сульфидах (фиг. 10 а, б, 11, 12). Особенно много отмечалось галеновисмутита в ассоциации с галенитом и блеклыми рудами.

Наибольшим распространением в полисульфидных жилах пользуется пирит; в этой стадии он имеет совершенную огранку и образует скопления с ясно выраженной массивной текстурой. Пириты месторождения в целом, и полисульфидной стадии в том числе,

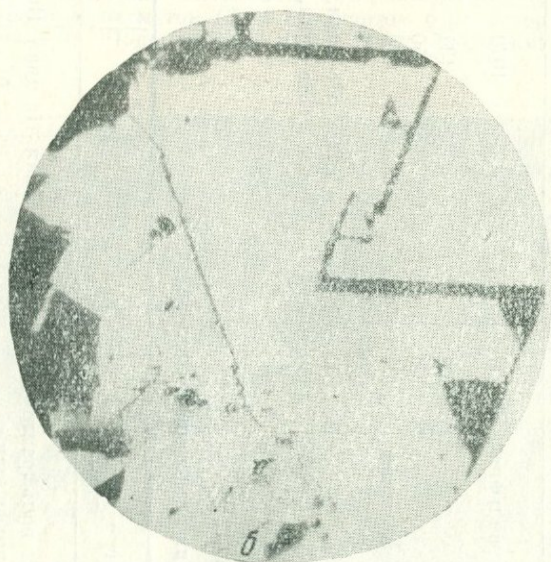
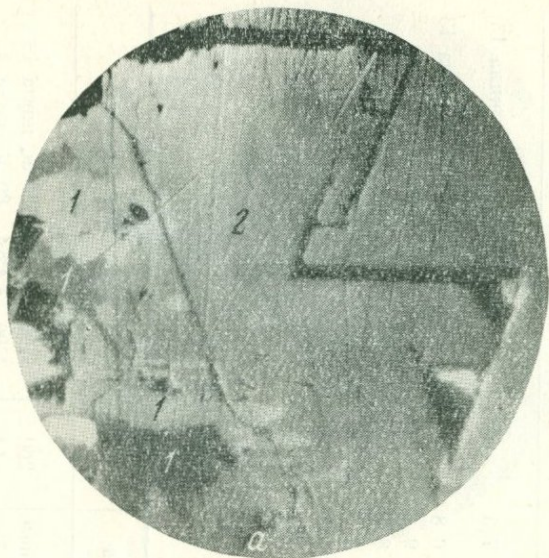
Таблица 10

Содержание редких элементов в пиритах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Bi	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
КО-132	Ранняя вольфрамитовая	808	<2	<2	<3	2	Гор. 120 м, жила 10
КО-148	То же	264	<2	<2	Не анал.	<1	То же
КО-466	»	1800	<2	<2	<3	3,3	Гор. 120 м, жила 1
КО-119	»	4230	<2	18	13	4	То же, 13
КО-447	»	1200	Сл.	<2	27	6,9	» » »
КО-451	»	600	<2	<2	134	6,8	» » »
КО-442	Полисульфидная	1870	<2	<2	<3	9	Гор. 60 м, жила 3-
КО-442/1	То же	3370	10	<2	<3	17	Гор. 60 м, из полисульфидной жилы
КО-437	»	350	13	<2	<3	0,6	Гор. 120 м, жила 3
КО-438	»	1890	18	Сл.	81	6,2	То же
КО-463	»	2450	<2	»	<3	8	» »
КО-143	»	890	<2	<2	300	2	» »

характеризуются невысокими содержаниями редких элементов. В табл. 10 приводятся результаты анализа пиритов из наиболее высокотемпературного и низкотемпературного парагенезисов — ранней вольфрамитовой и полисульфидной стадий соответственно. Аналитические данные показывают, что пирит из полисульфидной стадии несколько отличается от более высокотемпературного пирита лишь присутствием селена, распределенного в нем крайне неравномерно. Колебания в концентрациях Bi определяются большим или меньшим количеством микровключений собственных его минералов, наблюдающихся в пирите. Содержания Tl немного выше кларковых, более высокие — в пирите сульфидного парагенезиса.

Следующими по распространенности минералами рассматриваемой стадии являются халькопирит и сфалерит. Халькопирит образует скопления ангедральных зерен и тесно ассоциирует с арсенопиритом и галенитом. В табл. 11 приводятся результаты анализа на редкие элементы халькопиритов различных стадий. В числе минералов высокотемпературного парагенезиса наряду с халькопиритами, взятыми из массивного кварца вольфрамитовой жилы, проанализирован халькопирит из мономинеральной друзы, нарастающей на стенке занорыша (проба КО-447). Сопоставляя



**Фиг. 10.** Агрегат зерен галеновисмутита (1) в галените (2) из полисульфидной жилы (месторождение Кара-Оба). Полированный шлиф, увел. 320

а — николи полускрещены, б — при одном николе

Таблица 11

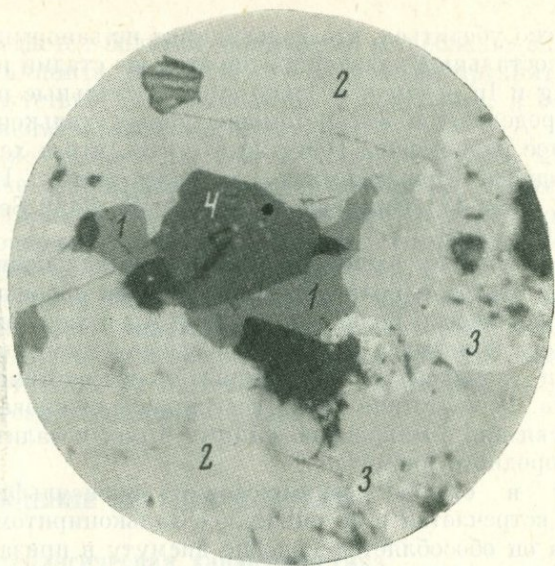
Содержание редких элементов в халькопиритах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Bi	Se	Te	Ag	Tl	In	Cd	Место взятия
КО-445	Ранняя вольфрамитовая	3000	17	<2	1070	7,5	16	80	Гор. 30 м, жила 13
КО-447	То же	1800	13	<2	134	6,8	7,6	<10	Гор. 120 м, жила 13
КО-451	» »	1600	Не анал.	Не анал.	450	9	20	<10	То же
КО-442	Полисульфидная	1200	»	»	<3	8,4	0,8	60	Гор. 60 м, жила 3
КО-463	»	150	3	<2	<3	4,8	13	110	Гор. 120 м, жила 3
КО-143	»	130	10	<2	Не анал.	Не анал.	50	60	То же
КО-176	»	1450	42	Сл.	Не анал.	<1	130	70	» »

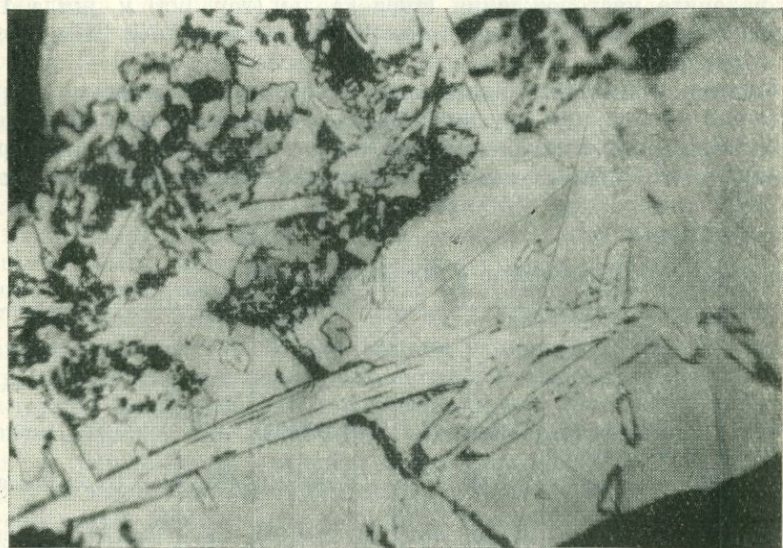
Таблица 12

Содержание редких элементов в сфалеритах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Bi	Ag	Tl	Ga	In	Cd	Место взятия
КО-119	Ранняя вольфрамитовая	3200	Не анал.	Не анал.	Не анал.	260	4100	Гор. 120 м, жила 13
КО-442	Полисульфидная	700	»	6	11,5	13	7600	Гор. 60 м, жила 3
КО-469	»	3400	<3	21	13,8	Не анал.	Не анал.	То же
КО-143	»	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	86	9180	Гор. 120 м, жила 3
КО-435	»	120	<3	4,3	11,7	220	Не анал.	То же
КО-463	»	475	<3	6,4	14,8	120	7850	» »



Фиг. 11. Включения виттихешита (1) в халькопирите (2) в ассоциации с самородным висмутом (3) и сфалеритом (4) (месторождение Кара-Оба, жила 3). Полированный шлиф, увел. 750, в иммерсии, желтый свет



Фиг. 12. Включение игольчатого эйкниита в галените (месторождение Кара-Оба, полисульфидная жила 3). Полированный шлиф, увел. 500

анализы, легко убедиться, что халькопирит из занорыша мало отличается от остальных халькопиритов этой же стадии и только содержание Ag и In в нем несколько ниже. Остальные редкие элементы распределены в высокотемпературных халькопиритах более или менее равномерно. Попутно отметим, что в халькопирите из сульфидного парагенезиса месторождения Нура-Талды (гор. 660 м, жила 11) установлено (в г/т): Bi 4000; Se 28; Te 31; Ag 53; In 16.

При сопоставлении элементов-примесей в халькопиритах ранней вольфрамитовой и полисульфидной стадий обращает на себя внимание практически полное отсутствие Ag в халькопиритах полисульфидного комплекса и некоторое увеличение содержания In (примерно на порядок) в халькопиритах высокотемпературного парагенезиса. Присутствие Bi во всех проанализированных халькопиритах связано с микровключениями в них козалинта, виттихенита и самородного висмута.

Сфалерит в стадию формирования полисульфидных руд чаще всего встречается в ассоциации с халькопиритом и галенитом. Иногда он обособляется подобно висмуту в призальбандовых участках кварцевой жилы, реже встречается в виде серии коротких мономинеральных прожилков внутри кварцевой жилы, косо ориентированных по отношению к ее границам. В сфалерите Караобинского месторождения установлено повышенное содержание Cd и отчасти In, а также незначительное количество Tl (табл. 12). В сфалерите месторождения Нура-Талды (гор. 660 м, жила 11) содержится (в г/т): Bi 2000; Se < 2; Te — следы; Ag 240; Tl < 1 Ca 13; In 260.

Галенит в полисульфидных жилах распределен весьма неравномерно и чаще, чем другие сульфиды, локализуется в виде гнездовых выделений в кварцевых жилах и очень редко среди гидротермально измененных вмещающих пород. Под микроскопом в

Таблица 13

Содержание редких элементов в галенитах (в г/т)

№ пробы	Стадия рудоотложения	Bi	Se	Te	Ag	Tl	Sb	Место взятия
КО-476	Ранняя вольфрамитовая	44 300	23	153	15000	160	471	Гор. 120 м, жила 1
КО-442	Полисульфидная	23 000	Не анал.		14600	210	1000	Гор. 60 м, жила 3
КО-442/1	То же	25 000	78	90	9800	190	2327	Гор. 60 м, полисульфидная жила
КО-143	» »	18 000	340	174	10200	220	Не анал.	Гор. 120 м, жила 3
КО-463	» »	21 200	147	< 2	9900	190	601	То же

галените наблюдается большое количество микровключений галеновисмутита, айкинита, самородного висмута, пираргирита и блеклых руд. Присутствие этих минералов и объясняет, в основном, высокое содержание в галенитах  $\text{Bi}$  и  $\text{Ag}$  (табл. 13).

Сопоставление данных анализа и количественного минералогического подсчета указанных микровключений в галените показало, что не все количество  $\text{Bi}$  и  $\text{Ag}$  связывается в наблюдаемых в нем микровключениях собственных минералов этих элементов. Вероятно, некоторое количество их вместе с  $\text{Se}$ ,  $\text{Te}$ ,  $\text{Tl}$  удерживается в кристаллической решетке галенита в виде изоморфной примеси. Исключительно четкая приуроченность этих микровключений именно к галениту позволяет предполагать, что образование их вызвано частичным распадом некогда гомогенного галенита с очень высоким содержанием  $\text{Bi}$  и  $\text{Ag}$ .

## МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВЕРХНЕЕ КАЙРАКТЫ

### Краткая геологическая характеристика

Верхнекайрактинское рудное поле расположено в ядерной части Шетского антиклинория и приурочено к всяческому боку Южно-Тагалинского надвига, являющегося крупной ветвью Успенской зоны смятия. Месторождение Верхнее Кайракты на протяжении ряда лет служило объектом детальных геологических исследований. Геология месторождения и района изучалась Г. И. Бедровым, С. П. Кровяковым, Г. Н. Щербой и др., минералогия — В. И. Степановым. Описание месторождения приводится в основном по данным указанных исследователей.

Вмещающей породой является песчано-сланцевая толща верхнего силура, представленная в основном кварц-биотитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, на долю которых приходится около 80% площади рудного поля. Вся эта толща в эпоху каледонского тектогенеза была смята в серию изоклинальных складок северо-восточного простирания, опрокинутых на северо-запад. Формирование Успенской зоны смятия и Южно-Тагалинского надвига, условно относимых С. П. Кровяковым к раннегерцинскому тектогенезу, сопровождалось внедрением интрузии габбродиабазов.

Активной интрузией, с которой связывают оруденение Верхне-Кайрактинского месторождения, является, как полагают, не вскрытая гранитоидная интрузия более молодого возраста, залегающая по магнитометрическим данным на глубине около 1,5 км от поверхности. Вмещающие породы в пределах месторождения прорваны серией даек, среди которых преимущественно по степени измененности выделяют дорудные (диорит-порфириты и кварцевые порфиры) и послерудные (диабазовые порфириты). Внутрорудных даек здесь не установлено. К надинтрузивной

части вмещающих осадочно-метаморфических пород приурочено крупное штокверковое тело грушевидной формы, расширяющееся и погружающееся к юго-востоку.

Штокверковое тело представляет пространственно неравномерно распределенную сеть тонких (от 1 мм до 1,5 см) прожилков, которые на верхних горизонтах месторождения являются существенно кварцевыми, а на более глубоких — кварц-полевошпатовыми. Все эти прожилки несут преимущественно пиритовую минерализацию с незначительным количеством шеелита, вольфрамита, молибденита, висмутина, самородного висмута и некоторых других рудных минералов. Среди жильных минералов, кроме кварца и полевого шпата, существенную роль играет флюорит, реже кальцит.

Одной из характерных особенностей месторождения является отсутствие четких границ между рудным телом и вмещающими породами, а внутри контура рудного тела — наличие участков некондиционных руд или совсем лишенных оруденения, которые также постепенными переходами связаны с участками промышленных руд. Это относится как к основному компоненту — вольфраму, так и особенно к сопутным.

Характерными гидротермальными изменениями пород для данного месторождения являются хлоритизация, серицитизация, окварцевание и пиритизация.

### **Минерализация и распределение редких элементов**

Согласно данным В. И. Степанова, в гидротермальном процессе формирования Верхне-Кайрактинского месторождения различаются три этапа:

I — рудный, в котором выделяются молибденовая, вольфрамовая и пиритовая стадии; II — сульфидно-флюоритовый, подразделяющийся на флюорит-серицитовую и колчеданную стадии; III — цеолитовый.

В рудном этапе в молибденовую стадию происходило формирование кварц-полевошпатовых и ангидрит-полевошпат-кварцевых прожилков с молибденитом и образование редкой вкрапленности этого минерала во вмещающих биотитизированных породах. В вольфрамовую стадию сформировались полевошпат-кварцевые и слюдяно-кварцевые прожилки с шеелитом, вольфрамитом, молибденитом, редкими включениями висмутина, самородного висмута, касситерита и флюорита. В пиритовую стадию широкое развитие получили пиритовые и кварц-пиритовые прожилки среди интенсивно пиритизированных и серицитизированных роговиков и ороговикованных сланцев, при незначительном развитии шеелита, вольфрамита, самородного висмута, галенита, сфалерита, халькопирита и молибденита.

В сульфидно-флюоритовом этапе в флюорит-серицитовую стадию сформировалось основное количество кварцевых и кальцитовых прожилков с жильбертитом и халькопиритом, с подчиненным количеством сфалерита, самородного висмута, альбита, топаза и хлорита. В качестве редко встречающихся минералов отмечается тетрадимит, тетраэдрит, айкинит, галенит, пирротин и арсенопирит. Околожильные изменения в эту стадию проявляются в интенсивной серицитизации.

В колчеданную стадию выделилось основное количество пирита, кроме которого отмечаются также галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, халькозин и марказит. Околожильные изменения выражены в интенсивной хлоритизации, окварцевании и частичной карбонатизации.

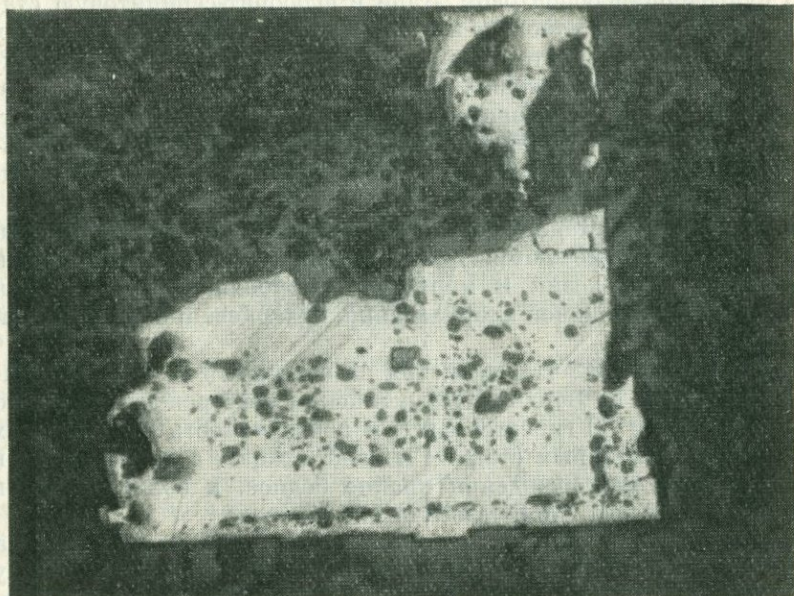
Следует отметить, что, несмотря на обширный список минералов, выявленных на Верхне-Кайрактинском месторождении (около 70 гипогенных и 30 гипергенных), и повторяемость ряда рудных минералов в различных стадиях и даже этапах, содержание их в рудах данного месторождения крайне бедное, и большая часть представляет только минералогический интерес.

Не касаясь минералогии месторождения, остановимся лишь на тех минералах, которые определяют редкометальную специфику месторождения или являются концентраторами тех или иных редких элементов. Сюда относятся минералы висмута, молибденит и пирит.

Пирит составляет около 6% от всей массы верхнекайрактинских руд и является самым распространенным минералом после кварца. Поскольку пириты в этом месторождении в какой-то мере концентрируют ряд редких элементов, мы остановимся на них более подробно.

Пириты в рудах Верхне-Кайрактинского месторождения различаются между собой по типу и парагенетическим ассоциациям. По типу целесообразно выделить метакристаллический пирит-I, который в виде правильных кубиков размером до 2—3 мм образует сравнительно равномерную вкрапленность в оруденелых серицит-хлоритовых сланцах и других вмещающих породах, и жильный пирит-II различных рудоносных прожилков. Последний значительно преобладает над первым как по размерам кристаллов, так и по количеству его в рудной массе.

Пирит-I независимо от того, рассеян ли он в виде единичных включений, или локализуется в линзовидных обособлениях, залегающих, как правило, согласно со слоистостью, представляет собой типичные метакристаллы (фиг. 13). Жильный пирит, встречающийся в самых различных прожилках штокверка, наблюдается в скоплениях нередко хорошо образованных кристаллов, выделившихся в подавляющем большинстве случаев ранее других сульфидов, которые проникают в этот пирит по сети тонких трещин или окружают его более крупные кристаллы.



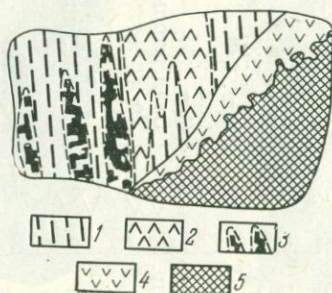
Фиг. 13. Метакристалл пирита (метапирит) в сланцах (месторождение Верхнее Кайракты, скв. 238). Полированный шлиф, увел. 100

Взаимоотношения между обоими типами пирита определяются пересечением согласных линзовидных обособлений пирита-I кварцевыми и кварц-флюоритовыми прожилками, несущими жильный пирит и другую сульфидную минерализацию (фиг. 14).

Висмутовая минерализация, встреченная нами в рудах месторождения Верхнее Кайракты, представлена висмутином и самородным висмутом. В кварц-флюорит-пиритовых прожилках оба эти минерала тесно ассоциируют с пиритом и особенно с халькопиритом, реже они образуют изолированные включения в кварце или флюорите. Интересно, что наряду с широко проявленной ассоциацией висмутовых минералов с жильным пиритом приуроченности их к пириту-I не наблюдалось ни в одном случае. Наиболее обычный размер выделений висмутовых минералов 0,01—0,05 мм. Наблюдается некоторая разобщенность минералов висмута и молибденита, поскольку они локализуются большей частью в разновозрастных прожилках. Не установлена пространственная связь минералов висмута и с более распространенными на месторождении вольфрамовыми минералами, хотя последние встречаются в аналогичных рудоносных прожилках.

Молибденит большей частью образует прерывистые цепочки, параллельные зальбандам в полевошпатовых, кварцевых и смешанных, полевошпат-флюорит-кварцевых прожилках (фиг. 15). Чаще,

чем в жильных месторождениях, он встречается и во вмещающих породах в непосредственной близости от рудоносных прожилков, в виде мельчайшей вкрапленности, быстро затухающей по мере удаления от прожилков. Размер чешуек молибденита 0,01—0,05 мм и мельче. Иногда в этих прожилках в небольшом количестве присутствует пирит. Молибденитоносные прожилки отчетливо пересекаются кварц-флюоритовыми и кварц-пиритовыми прожилками,



**Фиг. 14.** Кварц-пиритовый прожилок с висмутовой минерализацией занимает секущее положение относительно напластования сланцев, согласно залегающих в них пропластков молочно-белого безрудного кварца и линзочек метапирита, лишенных висмутовой минерализации

1 — сланцы; 2 — пропластки безрудного кварца; 3 — линзочки метапирита; 4 — рудоносный кварц; 5 — жильный пирит. Схематическая зарисовка полированного шлифа (месторождение Верхнее Кайракты, скв. 238), увел. 2

несущими шеелит и висмутовую минерализацию. Небольшое количество молибденита выделилось и в более поздние стадии. В сульфидном парагенезисе этот молибденит образуется позже пирита, но, по-видимому, раньше висмутитина и самородного висмута.

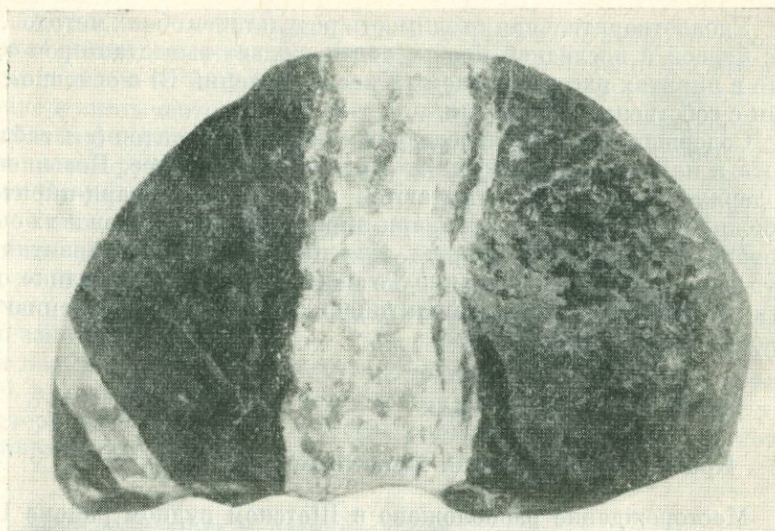
В пространственном распределении молибдено-вольфрамового оруденения на Верхне-Кайрактинском месторождении, согласно С. П. Кровякову, устанавливается закономерная приуроченность вольфрама и висмута к верхним частям штокверка и некоторое обогащение молибденом более глубоких его горизонтов.

Распределение типоморфных редких элементов в пирите, наиболее распространенном и единственном рудном минерале, который оказалось возможным отобрать для химического анализа, приводится в табл. 14.

Из таблицы видно, что постоянной и довольно значительной примесью в пиритах из всех минеральных ассоциаций является  $W$ . Наибольшие концентрации его характерны для пирита кварц-пиритовых прожилков, образовавшихся после кварц-молибденитовых прожилков, наименьшие — для пирита из самых поздних мономинеральных пиритовых прожилков, относящихся, по-видимому,

Таблица 14  
Содержание редких элементов в пиритах (в г/т)

№ пробы	Минеральная ассоциация и измененная порода	Ві	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
ВК-362	Кварц-пиритовый прожилок	1300	13	30	<3	5	Скв. 46, интервал 333—334 м
ВК-363	То же	730	Сл.	20	27	20	Скв. 46 » 402—404
ВК-351	»	2700	13	73	27	3	Скв. 238 » 66—70
ВК-354	»	1100	6	20	54	20	Скв. 238 » 135—138
ВК-358	»	1000	Сл.	20	53	3	Скв. 67 » 133—138
ВК-361	»	560	8	75	54	4	Скв. 67 » 150—152
ВК-184	»	206	<2	<2	Не опр.	<1	Овал штольни
ВК-180	Кварц-флюорит-пиритовый прожилок	332	Сл.	<2	»	<1	То же
ВК-182	То же	332	22	9	»	<1	» »
ВК-360	Крупно-кристаллический пирит из кальцитизированного участка	100	10	<2	80,7	<1	Скв. 46, интервал 257—259 м
ВК-360а	То же, из окварцованного участка	410	6	57	<3	Сл.	То же
ВК-369	То же	950	<2	58	26,9	Не опр.	Скв. 46, интервал 156—158 м
ВК-368	»	1000	<2	62	<3	4	Скв. 46 » 437—439
ВК-359	»	300	10	93	<3	40	Скв. 67 » 40—42
ВК-355	Кварц-пирит-вольфрамитовый прожилок	410	21	17	27	4	Скв. 238 » 153—154
ВК-357	То же	1080	Сл.	<2	<3	3	Скв. 238 » 200—201
ВК-367	Пиритовый прожилок	270	10	23	<3	1,7	Скв. 46 » 361—364
ВК-201	» »	152	Сл.	Сл.	Не опр.	<1	Отвал штольни



Фиг. 15. Кварц-полевошпат-флюоритовый прожилок с полосками мелкочешуйчатого молибденита (месторождение Верхнее Кайракты, скв. 207), увел. 1,5

к колчеданной стадии. Среднее содержание Вi в пиритах из рудоносных прожилков верхнекайрактинского штокверка по 20 номинеральным пробам составляет 860 г/т при колебаниях от 100 до 3000 г/т.

Форма нахождения Вi в пиритах изучалась путем сопоставления данных химического анализа и количественного минералогического подсчета пирита и висмутовых минералов по полированным шлифам, изготовленным из материала проб (табл. 15).

Таблица 15

Содержание висмута в пиритах (в г/т)

№ пробы	Месторождение	По данным химического анализа	По данным количественного минералогического подсчета
ВК-359	Верхнее Кайракты	300	230
АМ-318	Акмая	3200	2800
АМ-310а	»	10 500	10 300
КО-143	Кара-Оба	890	700
КО-442/1	»	3370	2120

Удовлетворительная сходимость результатов обоих методов, кроме первой и последней пробы, подтверждает вывод авторов о том, что в пиритах рассматриваемых месторождений  $\text{Bi}$  в основном связан с собственными фазами.

Содержание в пирите остальных редких элементов (см. табл. 14) хотя и не высокое, но более или менее равномерное. Повышенные содержания  $\text{Ag}$  и  $\text{Tl}$  отмечаются в пирите из кварц-пиритовых прожилков, а  $\text{Se}$  и  $\text{Te}$  — из кварц-пиритовых прожилков и из окварцованных участков в сланцах. Для пиритов верхнекайрактинских руд характерно преобладание  $\text{Te}$  над  $\text{Se}$  (5 : 1). Содержание обоих этих элементов в верхнекайрактинских пиритах по сравнению с карабинскими более высокое.

## МЕСТОРОЖДЕНИЕ АКМАЯ

### Краткая геологическая характеристика

Месторождение расположено в Шетском рудном районе Центрального Казахстана, между горами Кушук на севере и Джаксы-Тагалы на юге. Район месторождения (по данным И. Н. Субботина и А. Ф. Калмыкова) сложен неоднородной толщей перемежающихся отложений верхнего девона, представленных известняками, сланцами с прослоями песчаников и туфогенными образованиями. В южной части района залегают метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего девона, в северо-западной — нижнесилурийские эффузивы. Вулканогенно-осадочные породы ( $D_1 + D_2$ ) и эффузивы ( $S_1^4$ ) отделены от отложений верхнего девона зонами разломов типа взбросов восток-северо-восточного простирания с крутым падением северной зоны к северу, а южной к югу. Вулканогенно-осадочные породы и верхнедевонские отложения в южной части района разбиты серией тектонических нарушений северо-западного простирания, по которым все эти породы и южная зона разлома смещены в плане на расстояние до 300 м. Простирание пород северо-восточное с очень крутым падением к юго-востоку под углом  $75-85^\circ$  (до вертикального).

Месторождение Акмая приурочено к пачке известняков, которые подстилаются кварц-серицитовыми и глинистыми сланцами. Известняки интенсивно мраморизованы, частично ороговикованы с образованием биминеральных метасоматитов, состоящих из кварца и пироксена, и скарнированы с образованием существенно пироксенгранатовых пород с везувианом и волластонитом. Однако рогики и скарны не получили широкого распространения. Они слагают небольшие линзы, перемежающиеся со слабо измененными известняками и сланцами, и представляют, по-видимому, так называемые скарноиды, формирование которых связано с биметасоматозом между переслаивающимися карбонатными и алюмосиликатными породами верхнедевонской толщи.

Оруденение концентрируется в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах северо-западного простирания с падением к юго-западу под углом  $60^\circ$  и более, залегающих в основном в известняковой пачке и лишь частично в подстилающих ее сланцах. Мощность рудных жил не превышает 0,5 м. Серия параллельных рудоносных жил составляет рудную зону, вытянутую в северо-восточном направлении. Протяженность рудных жил в пределах этой зоны обычно не более нескольких десятков метров по простиранию и по падению; на глубине они сменяются кулисообразно расположенными жилами, не выходящими на дневную поверхность. По данным И. Н. Субботина, верхняя и нижняя границы рудной зоны погружаются в юго-западном направлении. Полагают, что предрудные изменения под влиянием гипотетической гранитоидной интрузии проявились в мраморизации, скарнировании и ороговиковании, при этом подчеркивается пестрота состава и невыдержанность роговиковых и скарновых образований.

### Минерализация и распределение редких элементов

В процессе формирования месторождения выделяются следующие этапы: 1) вольфрамит-кварцевый, 2) халькопирит-пирротинный, 3) хлоритовый, 4) цеолитовый (Л. П. Ермилова, Ф. В. Чухров).

Вольфрамит-кварцевый этап является наиболее высокотемпературным, а минерализация, отвечающая ему, наиболее широко распространенной в данных рудах. Главные минералы этого этапа — кварц, вольфрамит, мусковит (жильбертит), пирит, полевошпат, второстепенные — альбит, гранат, молибденит, топаз, флюорит; редкие — висмутин, касситерит.

Халькопирит-пирротинный этап характеризуется широким развитием пирротина и резко подчиненного ему халькопирита. Полагают, что пирротин выделяется только в данном этапе, образование халькопирита связывается и с последующим — третьим этапом минералообразования, но встречается он там в меньшем количестве. Пространственно халькопирит-пирротинная минерализация в отдельных участках не совпадает с вольфрамитовой.

Хлоритовый этап характеризуется обильным выделением железистого хлорита. К этому же этапу принадлежат некоторые другие минералы, но по сравнению с хлоритом количество их весьма ограничено. По данным Л. П. Ермиловой, к хлоритовому этапу относятся серицит, флюорит, эпидот, кальцит и ряд рудных минералов — пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, самородный висмут, шеелит, висмутин, изредка галенит.

Поскольку редкометалльная минерализация встречается в различных парагенезисах, в дальнейшем мы не разделяем ее по этапам образования.

Рудоносные жилы и прожилки Акмаинского месторождения сложены светло-серым кварцем, имеющим иногда необычное пластинчатое строение. В кварцевых жилах местами встречаются значительные участки, сложенные полевым шпатом. Последний в большинстве случаев рассеян среди кварца в виде изометрических выделений.

Флюорит широко распространен в рудных жилах и с ним, чаще чем с другими минералами (кроме мусковита), ассоциируют минералы висмута. Флюорит присутствует в виде правильных кубиков размером до 0,5—0,7 см, окрашенных в светло-фиолетовый, реже в бледно-зеленый цвет. Иногда наблюдаются почти мономинеральные обособления флюорита в виде полосок или удлинённых линзочек висячем или лежащем боку кварцевых жил. Для флюорита характерен парагенезис с кварцем и мусковитом. Последний образует мелкопластинчатые скопления изометрической формы внутри кварцевых жил, а также выполняет пустотки и извилистые трещинки в кварце. Кроме того, мусковит развивается в виде более крупных серебристо-серых и бледно-зеленых пластинчатых оторочек по зальбандам рудоносных жил и прожилков. Мусковит высокотемпературного парагенезиса (I этап) ассоциирует с флюоритом и топазом.

Рудные минералы Акмаинского месторождения представлены вольфрамитом, шеелитом, минералами висмута, молибденитом и касситеритом. Широко развиты в этих рудах пирит и пирротин, при весьма ограниченном распространении сульфидов меди, свинца и цинка.

Пирит наиболее широко распространен. Как и на Верхне-Кайрактинском месторождении, на Акмае отчетливо различается жильный пирит, локализующийся в виде крупных, до нескольких сантиметров, хорошо ограненных кристаллов в рудоносном кварце, и метакристаллический пирит-I, беспорядочно рассеянный во вмещающих оруденелых породах в виде мелкой вкрапленности. Последний нередко встречается также в виде правильных, довольно крупных, одиночных кубиков или подчиняющихся слоистости линзовидных скоплений более мелких зерен. Однако метакристаллы пирита-I выражены здесь менее отчетливо по сравнению с типичными метакристаллами пирита-I Верхне-Кайрактинского месторождения. Содержание висмута в нем в несколько раз ниже, чем в пирите из рудных жил.

Значительным распространением в акмаинских рудах (по сравнению с караобинскими и, особенно, верхнекайрактинскими) пользуется пирротин, образующий нередко очень крупные (до 5—6 см) кристаллы в кварцевых жилах и имеющий характерное для него в данных рудах пластинчатое строение. В некоторых шлифах наблюдалась отчетливая дисульфидизация пирротина с образованием пирита и магнетита. Процесс дисульфидизации, по-видимому, предшествовал появлению халькопирита, который в виде

совместных прожилок с кварцем сечет пирротин и огибает участки его, подвергшиеся замещению пиритом и магнетитом<sup>1</sup>. Пирротин, чаще чем пирит и другие сульфиды, ассоциирует с висмутовыми минералами, уступая в этом отношении только халькопириту. По трещинкам внутри его зерен, еще чаще в краевых участках, отмечаются выделения самородного висмута в ассоциации с висмутином.

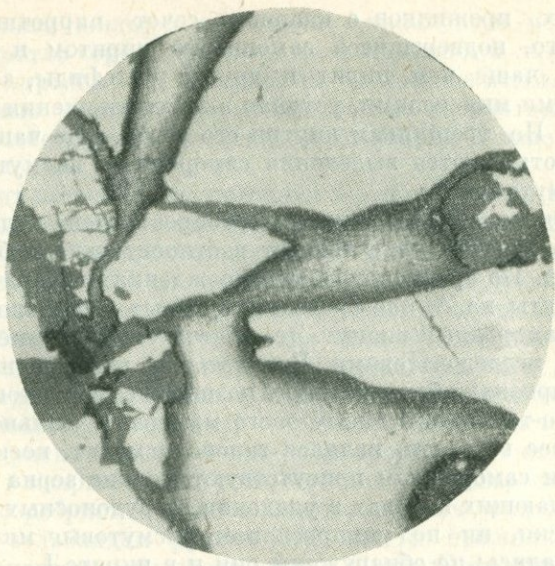
Висмутиновая минерализация распространена в данных рудах широко, но обычно присутствует в относительно небольших концентрациях. По сравнению с месторождениями Кара-Оба и Верхнее Кайракты на Акмае среди висмутовых минералов резко преобладает самородный висмут. Это обстоятельство ранее отмечалось и другими исследователями. В некоторых полированных шлифах имеются признаки более позднего развития самородного висмута за счет какого-то другого висмутового минерала, сильно анизотропного. Скорее всего, им являлся галеновисмутит, поскольку рядом с висмутом самородным присутствуют мелкие зерна галенита.

Во вмещающих породах в удалении от рудоносных жил ни макроскопически, ни под микроскопом висмутовые минералы нами не наблюдались; не обнаружены они и в пирите-I.

Самородный висмут образует иногда довольно крупные (до 2—2,5 мм) обособления неправильной формы в трещинках и интерстициях зерен пирротина, пирита, а также среди агрегата зерен кварца, флюорита и розеток мусковита. Хотя висмутовая минерализация распространена очень широко и проявлена в ассоциации с различными минералами, однако основное ее количество отчетливо связано с сульфидами. При этом наиболее часто минералы висмута отмечаются совместно с халькопиритом, затем с пирротинном и пиритом (фиг. 16, 17) и значительно реже — с молибденитом.

Висмутин встречается реже самородного висмута, но иногда он образует значительно более крупные кристаллы, превышающие выделение самородного висмута в десятки раз. В штуфах в серовато-белом кварце с крупными выделениями пластинчатого пирротина иногда наблюдаются крупные шестоватые кристаллы висмутина длиной до 2 см. Вообще следует сказать, что, если в акмаинских рудах самородный висмут чаще всего ассоциирует с халькопиритом, то висмутин наиболее часто встречается совместно с пирротинном. Интересно, что наименее характерна как для самородного висмута, так и для висмутина ассоциация с шеелитом и вольфрамитом, хотя последние сравнительно широко распространены в акмаинских рудах и примерно в тех же парагенезисах, что и висмутовые минералы. В соответствии с этим в вольфрамите химическим и спектральным анализами висмут, за очень редким исключением, обычно не обнаруживается.

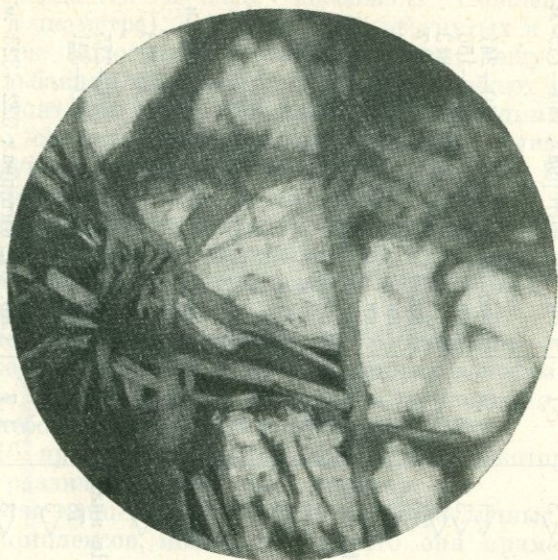
<sup>1</sup> Пирритизация пирротина отмечалась ранее Ф. В. Чухровым и Л. П. Ермиловой.



Фиг. 16. Выделение самородного висмута по трещинкам в жильном пирите (месторождение Акмая) Полированный шлиф, увел. 200



Фиг. 17. Самородный висмут и висмутин развиваются по трещинкам в дисульфидизированном пирротине (месторождение Акмая). Полированный шлиф, увел. 200.



Фиг. 18. Самородный висмут и висмутин цементируют узкие листочки молибденита (месторождение Акмая). Полированный шлиф, увел. 750, в иммерсии

Л. П. Ермилова отмечает среди минерализации хлоритового этапа выделения самородного висмута необычного облика, характеризующегося скрытокристаллическим строением и образующего темные свинцово-серые агрегаты до 1—2 см в поперечнике, состоящие из мельчайших зерен размером 0,05—0,09 мм.

В единичных аншлифах нами наблюдались реликты белого анизотропного минерала, напоминающего галеновисмутит, сильно разложенного с выделением самородного висмута и галенитоподобного минерала. Ближе этот минерал пока не определен.

Молибденит данного месторождения по сравнению с молибденитом Караобинского месторождения в десятки раз мельче и распределен в рудах более неравномерно. В большей степени, чем все другие минералы акмаинских руд, он связан с участками интенсивного развития мусковита. Чешуйки молибденита имеют весьма небольшие размеры (обычно не более 1 мм). В виде тонких щеточек они как бы выстилают интерстиции между розетками мусковита, располагаются по границе мусковитовых оторочек кварцевых прожилков с вмещающими породами, а также наблюдаются в виде пленок внутри агрегата зерен флюорита, кварца и пластинок мусковита. Вкрапленность молибденита отмечается и во вмещающих мраморизованных известняках и грейзенизированных изверженных породах. Под микроскопом молибденит в большинстве

Таблица 16

Содержание редких элементов в пиритах (в  $\mu/m$ )

№ пробы	Тип пирита, минеральная ассоциация	Bi	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
AM-300	Жильный, из кварцевой жилы в мраморизованных известняках	1500	33	<2	<3	<1	Скв. 11, интервал 146—149 м
AM-303	То же	89	25	<2	<3	1,7	Скв. 11, » 240—241
AM-315	»	1300	13	13	<3	3	Скв. 16, » 154—156
AM-316	»	1600	27	<2	<3	3	Скв. 34, » 312—313
AM-318	»	3200	26	9	40	<1	Скв. 11, » 116—117
AM-319	»	1500	23	<2	<3	2	Скв. 11, » 126—133
AM-311	»	2300	25	<2	<3	1,6	Скв. 34, » 310—312
AM-212	»	2520	20	<2	Не анал.	Не анал.	Отвал шахты
AM-213	»	40	17	<2	»	»	То же
AM-326	»	350	23	Сл.	<3	Сл.	» »
AM-330	»	450	12	<2	<3	»	» »
AM-321	»	500	23	<2	54	8,7	» »
AM-302	Из кварц-полевошпатовой жилы	1100	30	10	54	6	Скв. 13, интервал 145—146 м
AM-306	Из гнездообразного моно-минерального обособления	1500	25	Сл.	<3	Сл.	Скв. 16, » 110—111 м
AM-305	Из кварц-мусковит-полевошпатовой жилы	190	16	<2	<3	1,6	Скв. 16, » 120—123
AM-215	То же	Не анал.	48	10	Не анал.	Не анал.	Скв. 34, » 264—275
AM-309	Пирит-I	50	<2	<2	78	4	Скв. 34, » 320—321
AM-309 <sup>a</sup>	Жильный, из кварцевой жилы	4000	23	Сл.	<3	3,5	То же
AM-310	Пирит-I	89	8	<2	<3	1,7	Скв. 34, интервал 322—323 м
AM-310 <sup>a</sup>	Жильный, из кварцевой жилы	10800	25	Сл.	161	2,5	То же
AM-307	Из пелитоморфного известняка	12	20	<2	<3	3	Скв. 16, интервал 106—107 м
AM-313	Из флюорит-мусковитового обособления в мраморе	1750	23	<2	80	Сл.	Скв. 11, » 84—85

случаев наблюдается в виде небольших скоплений (около 0,3—0,5 мм в диаметре), состоящих из изогнутых и скрученных тонких чешуек. Полосчатые обособления таких чешуек, располагаясь по зальбандам кварцевых прожилков, огибают мельчайшие неровности контакта этих прожилков с вмещающими породами. В единичных случаях изометричные скопления молибденита как бы цементируются самородным висмутом (фиг. 18). Большей же частью молибденит обособлен от висмутовых и других рудных минералов, выделяясь в одну из ранних фаз рудообразования.

Касситерит встречается в виде мелких (1—2 мм) изометрических зерен в околожильных грейзенах в ассоциации с мусковитом и с жильным кварцем.

Редкометалльная минерализация на Акмаинском месторождении не выходит за контуры промышленных вольфрамовых руд. Обращает на себя внимание компактность оруденения, сосредоточенного на небольшой площади и по вертикали.

В табл. 16 приводятся данные содержания некоторых редких элементов в различных акмаинских пиритах.

Сопоставляя концентрации в пиритах из различных жил и минеральных комплексов, можно видеть, что они примерно одного порядка. Резкое различие в концентрации висмута обнаруживается только в пиритах, различающихся по условиям образования — в жильном пирите и пирите-I. Для большей надежности сопоставления этих разновидностей пиритов пробы пирита-I (АМ-309) и жильного пирита (АМ-309<sup>a</sup>) были взяты из одного и того же интервала (аналогично соответствующим пробам АМ-310 — АМ-310<sup>a</sup>). В обоих случаях содержание висмута в жильном пирите примерно на два порядка выше, чем в пирите-I из тех же проб. Сопоставление количественного минералогического подсчета с аналитическими данными, как отмечалось выше, показало, что практически весь висмут в пирите находится в виде собственной фазы. Это же, очевидно, справедливо и для пирротина, в котором химическим анализом установлено значительное содержание висмута (табл. 17), а в шлифах — большое количество микровключений висмутитина и самородного висмута.

Таблица 17

Содержание редких элементов в пирротине (в  $g/m$ )

№ пробы	Характер минерала	Bi	Se	Te	Ag	Tl	Место взятия
АМ-304	Пластинчатый	34900	73	17	<3	12,9	Скв. 16, интервал 120—123 м
АМ-300	Массивный	298	21	<2	201	1,3	Отвал шахты

Кроме Вi, в пиритах установлены Se, Te, Tl и Ag. В пирите различных типов и ассоциаций селен распределен равномерно, содержание теллура меняется без какой-либо закономерности, оставаясь всегда ниже содержания селена. Аналогично теллуру ведет себя и серебро. Более или менее равномерно распределен в пиритах таллий, хотя он и содержится в весьма ограниченном количестве. Какой-либо связи между всеми этими элементами в пиритах не наблюдается.

Повышенное содержание Se, Te и Tl в одной из двух проб пирротина (табл. 17) связано, по-видимому, с присутствием в нем микровключений висмутовых минералов, для которых характерны указанные элементы. В этой же пробе пирротина (AM-304) установлено содержание 34 900 г/т висмута.

В вольфрамитах из различных минеральных ассоциаций отмечается присутствие Ag, незначительное количество Tl, невысокие содержания Ta и Nb и отсутствие Ga (табл. 18).

Таблица 18

Содержание редких элементов в вольфрамитах (в г/т)

№ пробы	Минеральная ассоциация и порода	Вi	Ag	Tl	Ga	In	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Место взятия
AM-307	Известняк	<2	21	5	<1	Не анал.	1340	10	Скв. 16, интервал 106—107 м
AM-305	Кварц-мусковит-полевошпатовая жила	<2	54	1,5	<1	»	Не анал.	Не анал.	Скв. 16, интервал 120—123 м
AM-313	Флюорит-мусковитовое обособление в мраморе	<2	53	4	<1	»	2090	100	Скв. 11, интервал 84—85 м
AM-320	Окварцованный участок в известняке	820	<3	Сл.	<1	2,4	1080	10	Скв. 11, интервал 210—212 м
AM-327	Кварцевая жила	<2	<3	1,5	<1	2	650	10	Отвал шахты № 1
AM-330	То же	Сл.	27	Сл.	<1	2	520	10	То же
AM-332	» »	<2	134	3,2	<1	Не анал.	150	10	Отвал шахты № 2

Интересно отметить, что, по сравнению с караобинскими вольфрамитами, вольфрамиты Акмай в несколько раз беднее ниобием и танталом. Различие между ними по отдельным пробам достигает одного порядка.

## О ПОВЕДЕНИИ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ

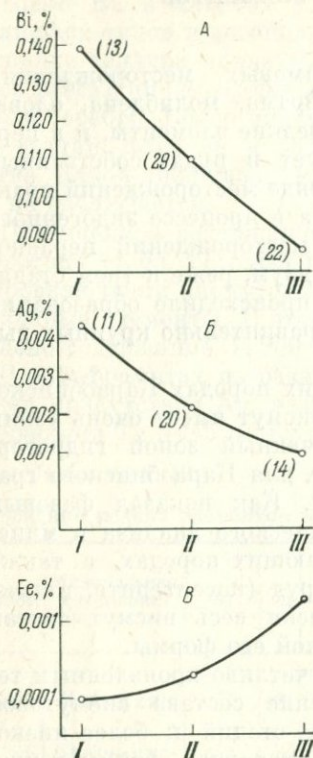
В комплексных молибден-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана, кроме вольфрама, молибдена, олова, ведущими также являются различные редкие элементы, и в первую очередь висмут. Последний образует в рудах собственные фазы в количествах, представляющих в ряде месторождений практический интерес. Распределение висмута в процессе эндогенного минералообразования рассматриваемых месторождений неравномерное. Концентрация его приурочена к двум, реже к трем стадиям рудоотложения, в течение которых происходило образование собственных минералов висмута в виде сравнительно крупных выделений и микровключений.

Авторами выяснено, что во вмещающих породах Караобинского месторождения и за его пределами висмут имеет очень узкий первичный ореол рассеивания, ограниченный зоной гидротермально измененных пород, в частности, для Караобинского гранитного массива — зоной грейзенизации. Как показал фазовый химический анализ, сопоставление химического анализа и минералогического исследования во вмещающих породах, а также в жильных и несulfидных минералах руд (касситерите, топазе, берилле, вольфрамите и др.), практически весь висмут связан с включениями самородной или сульфидной его формы.

Интересно, что в месторождениях с отчетливо проявленным телескопированием наблюдается усложнение состава висмутовой минерализации от высокотемпературных стадий к более низкотемпературным с закономерной сменой самородной формы и простых сульфидов висмута сложными сульфидами висмута, свинца и меди. Аналогичная закономерность впервые была отмечена Э. Ф. Минцером (ИМГРЭ) для медно- и мышьяково-висмутовых месторождений Чаткало-Кураминской зоны.

Представляет интерес сравнение изученных месторождений по типоморфным редким элементам-примесям. Чтобы оперировать сопоставимыми категориями, проследим изменения концентраций некоторых элементов-примесей хотя бы в одном из минералов, выбрав для этой цели пирит, поскольку он широко распространен во всех месторождениях.

Содержание висмута в пиритах закономерно убывает в ряду месторождений Кара-Оба — Акмая — Верхнее Кайракты (фиг. 19 А), что, по-видимому, связано с общим уменьшением содержания этого элемента в рудах месторождений указанного ряда. В этом же направлении, т. е. от Кара-Обы к Верхнему Кайракты, уменьшается в пиритах и концентрация серебра (фиг. 19 Б). Так, при общем невысоком его содержании, в караобинских пиритах серебра в два раза больше, чем в пиритах Акмай, а в последних — в два раза больше, чем в пиритах месторождения Верхнее Кайракты.



Фиг. 19. Графики содержаний висмута (А), серебра (В) и теллура (В) в пиритах месторождений Кара-Оба (I), Акмая (II) и Верхнее Кайракты (III). Цифры в скобках — количество анализов

Соотношение концентраций селена и теллура в пиритах рассматриваемых месторождений более сложное, однако и в этом случае наблюдается некоторая закономерность. Соотношение между концентрациями этих элементов в пиритах закономерно меняется в ряду месторождений Кара-Оба — Акмая — Верхнее Кайракты, различающихся по температуре образования. Интересно, что пириты наиболее высокотемпературного месторождения Кара-Обы лишены теллура, а селен установлен лишь в пирите из менее высокотемпературного парагенезиса. В следующем по температуре образования месторождении, Акмая, теллур обнаружен примерно в половине проб, а селен — почти во всех пробах пирита, при этом отношение  $Se : Te$  в них составляет 7 : 1. Наконец, в пиритах наименее высокотемпературного месторождения Верхнее Кайракты при общем широком распространении здесь обоих элементов, теллур резко преобладает над селеном и отношение  $Se : Te$  отвечает 1 : 5.

Напомним, что по данным единичных анализов в пирите месторождения Нура-Талды, относящегося к высокотемпературному грейзеновому типу, селен также преобладает над теллуrom, а содержание серебра в нем даже несколько превышает содержание этого элемента в карабинских пиритах и значительно (до одного порядка) выше, чем в пиритах месторождения Верхнее Кайракты.

На фиг. 19 В приводится график сопоставлений пиритов из месторождений Кара-Обы, Акмаи и Верхнего Кайракты по содержаниям в них теллура. Вследствие большого различия между величинами этих содержаний, последние для удобства приводятся в логарифмической шкале, при этом надо учитывать, что среднее содержание теллура в пиритах всех стадий минерализации Карабинского месторождения ниже предела чувствительности химического анализа (т. е. менее 2 г/т).

В распределении таллия указанной закономерности не наблюдается.

Важным выводом, вытекающим из приведенного материала, является то, что условия рудоотложения (температура, глубина формирования, характер локализации оруденения, проявление внутрирудной тектоники и др.), по-видимому, играют решающую роль в специфике редкометального оруденения, при второстепенном значении химического состава пород, вмещающих оруденение. Примером этому может служить месторождение Акмая, занимающее промежуточное положение по температуре образования между месторождениями Кара-Оба и Верхнее Кайракты.

Суммируя все сказанное выше, поведение редких элементов в процессе формирования редкометальных месторождений Центрального Казахстана можно кратко охарактеризовать следующим образом.

Стадия образования молибденовых руд, которая в большей части месторождений предшествовала развитию вольфрамовой минерализации, бедна редкими элементами. Исключение составляет рений, являющийся типоморфным элементом-примесью молибденитов.

Стадия отложения вольфрамовых (и оловянных) руд исключительно богата редкими элементами, среди которых, помимо висмута, образующего собственные макрофазы, наблюдается большое количество других редких элементов. С висмутовой минерализацией и выделившимися в эту стадию сульфидами (в основном, с пиритом, пирротином и халькопиритом) связано присутствие Se, Te, Ag, Tl, In; с широко распространенным вольфрамитом — Nb, Ta, Sc, отчасти Y; с касситеритом — Nb, Ta, In; с мусковитом — Li, Rb, Cs, Nb, Ta и др.

Стадия отложения второстепенных для этих месторождений сульфидных руд характеризуется несколько более широким развитием In, Cd, Ag и Tl за счет сфалерита, галенита и халькопирита. Содержание Se и Te, однако, несколько уменьшается в связи с резким уменьшением количества висмутовых минералов — главных концентраторов этих элементов в изученных месторождениях. Характерные для предшествовавшей стадии Nb, Ta, Sc, Y, Li, Rb, Cs в стадию отложения сульфидных руд практически отсутствуют.

## РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В НЕКОТОРЫХ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СССР

В данном разделе рассматривается поведение ряда редких элементов в оловорудных месторождениях, относимых к силикато-сульфидо-железистому типу. Эти месторождения именуются также в литературе касситерит-сульфидными, касситерит-силкато-сульфидными, богатыми сульфидами или алюмосиликатами железа, либо оловорудными месторождениями переходного типа. На их долю приходится не менее 30% мировых запасов олова, а для СССР месторождения этого типа являются ведущими.

В региональном плане минерализация наиболее широко проявлена в складчатых областях, сложенных в основном мощными толщами терригенных осадочных пород песчаниково-сланцевого состава. К нарушениям, которые отражают скрытые разломы нижних структурных этажей (Еловских, 1961; Томсон, 1962; Иванов, 1964), кроме рудных месторождений, приурочены также многочисленные дайковые образования и трещинные гранитоидные интрузии. Состав даек и массивов изверженных пород весьма разнообразен и для первых изменяется от керсантитов до кварцевых порфиров, а для вторых от габбро-диоритов до аляскитов, причем обычно преобладают породы среднего состава.

Оловорудная минерализация связана с интрузивными породами парагенетически. Как интрузивные породы, так и месторождения формировались в поздние послескладчатые этапы развития геосинклиналей. Они образуют характерные ряды, обычно занимающие секующее положение по отношению к общему направлению складчатости. Для многих районов весьма характерна приуроченность крупных месторождений к участкам наиболее резких перегибов региональных структур, а также к периферии районов, в которых блоки фундамента геосинклиналей выведены наиболее близко к поверхности (Матвеевко, Шаталов, 1958; Некрасов, 1963; Радкевич и др., 1962).

Форма и размеры рудных тел месторождений весьма разнообразны. Это — жилы, штокверковые зоны, линзы, штоки и непра-

вильной формы рудные тела с большим количеством дополнительных апофиз. Размеры их изменяются по простиранию от сотен метров до нескольких километров, а по мощности — от десятков сантиметров до нескольких метров, а иногда десятков метров. Глубина распространения оруденения весьма значительна и нередко превышает 1000 м.

Строение рудных тел часто брекчиевое или полосчатое, контакты их либо четкие, либо, наоборот, весьма расплывчатые. Руды, как правило, представлены сложными касситерит-кварцевыми образованиями, содержащими переменное количество турмалина, хлорита, иногда флюорита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, сфалерита и других гораздо более редких минералов (Иванов, 1964).

Во всех изученных районах процесс образования силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений был многостадийным. Наиболее часто встречаются минеральные парагенетические ассоциации, разделенные во времени, а иногда и в пространстве, приведенные в табл. 19. Естественно, что эта схема показывает лишь общую направленность процесса минералообразования. В отдельных месторождениях та или иная минеральная ассоциация может быть проявлена очень слабо или несколько отличаться по составу. Вместе с тем такая последовательность минералообразования чрезвычайно характерна для рассматриваемого типа месторождений, так как она почти в точности повторяется во всех районах. Чаще всего отличие заключается в масштабах проявления отдельных минеральных парагенезисов, последовательность же их образования остается во всех случаях неизменной. Это несомненно свидетельствует о том, что руды образовались в процессе эволюции сходных по составу и характеру послемагматических растворов. Если бы схему, аналогичную приведенной в табл. 19, составить для месторождений Приморья (Лифудзин, Хрустальное и др.), то там первый кварц-турмалиновый парагенезис практически не был бы проявлен, зато в составе наиболее поздних карбонатных образований фигурировал бы флюорит. Для месторождений Приамурья (Солнечное, Фестивальное и др.), наоборот, первая минеральная ассоциация распространена весьма широко, а карбонатные минеральные парагенетические ассоциации почти полностью отсутствуют.

Как показал еще С. С. Смирнов, преимущественное проявление отдельных стадий минералообразования или групп их в каждом конкретном случае зависит от ряда причин и в первую очередь от характера тектонических деформаций и, вероятно, от положения участков разгрузки гидротермальных растворов относительно металлоносного очага.

Трещинная тектоника на всех изученных месторождениях развивалась по более или менее единому пространственному и временному плану. Наибольшая активность тектонических движений в

## Вещественный состав главных парагенезисов касситерит-сульфидных месторождений

54

Минеральная ассоциация	Полоуспенский район	Дербек-Нельгехинский район			Ина-Борулахский район
	Депутатское	Илингас	Алыс-Хая	Бургачан	Эге-Хая
I Кварц-турмалиновая	Турмалин, кварц, хлорит, касситерит, флюорит, циркон, альбит, скаполлит, монацит, ксенотим, апатит, кальцит, рутил, анатаз, пирит, арсенопирит	Турмалин, кварц, арсенопирит, касситерит, апатит, рутил, карбонаты, циркон, халькопирит, пирит	Турмалин, кварц, касситерит, рутил, анатаз, пирит	Турмалин, кварц, касситерит	Кварц, хлорит, турмалин, пирит, касситерит, альбит, мусковит, топаз
II Касситерит-кварцевая	Кварц, турмалин, флюорит, касситерит, сидерит, вольфрамит, рутил, анатаз, кальцит, хлорит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, берилл	Кварц, турмалин, касситерит, вольфрамит, пирротин, хлорит, пирит, флюорит, сидерит, халькопирит, графит	Кварц, турмалин, касситерит, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, монацит, флюорит	Кварц, хлорит, касситерит, гематит, вольфрамит, шеелит, серицит, арсенопирит, глаукокод, ксенотим, магнетит	Кварц, хлорит, касситерит, флюорит, арсенопирит, альбит, турмалин, серицит, топаз, сидерит, пирротин, рутил, апатит, вольфрамит
III Пирротиновая	Пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, кварц, сидерит, хлорит, турмалин, пирит, станнин, галенит, висмутин, валлерит, висмут, касситерит, халькопирит	Халькопирит, пирротин, вольфрамит, арсенопирит, станнин, касситерит, сфалерит, пирит, висмут, висмутин, сидерит, валлерит, турмалин, кварц, кубанит	Пирротин? халькопирит, арсенопирит, сфалерит, станнин, хлорит, кварц, касситерит, висмут, галенит, миллерит, золото	Пирротин, халькопирит, хлорит, сфалерит, станнин, касситерит, кварц, арсенопирит	Пирротин, хлорит, кварц, сфалерит, халькопирит, станнин, касситерит, турмалин, альбит, флюорит, блеклая руда, висмут, висмутин, пирит, арсенопирит, валлерит, кубанит, халькопирит
IV Карбонатно-сульфидная	Сидерит, пирит, марказит, станнин, сфалерит, магнетит, кварц, турмалин, хлорит, мангансидерит, анкерит, кальцит, касситерит, халькопирит, галенит, висмутин, штернбергит, прустит, пираргирит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, висмут, серебро, франкеит, миллит	Сидерит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, станнин, сфалерит, галенит, блеклая руда, прустит, пираргирит, висмутин, висмут, золото, серебро, <i>электрум?</i> аргентит, антимонит, магнетит, гематит, анкерит, арсенопирит, шеелит, гессит, сальванит, калаверит, креннерит, хлорит, киноварь	Сидерит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит, прустит, пираргирит, буланжерит, станнин, висмутин, висмут, серицит, марказит, кварц, кальцит	Сидерит, пирит, марказит, галенит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, буланжерит, станнин, висмут, серицит	Кальцит, пирит, марказит, сфалерит, сидерит, кварц, хлорит, серицит, пирротин, халькопирит, станнин, галенит, <i>виттихенит?</i> , <i>прустит</i> , <i>пираргирит</i> , золото
V. Кальцитовая	Кальцит, пирит, пираргирит	Кальцит, кварц	Кальцит, пирит	Кальцит, галенит	Кальцит, гизингерит, пирит

Примечание. Полужирным шрифтом выделены главные и второстепенные минералы; все остальные — минералы акцессорные и впервые установленные и изученные автором.

период рудообразования наблюдалась в нескольких случаях. Этими моментами и разделены соответствующие стадии минерализации. Наиболее интенсивные тектонические подвижки соответствовали началу и концу процесса рудообразования. Они проявились до формирования касситерит-кварцевой и карбонатной минеральных ассоциаций, тогда как появлению пирротиновой и карбонатно-сульфидной минеральных ассоциаций предшествовала чаще всего незначительная перестройка общего плана деформаций. В месторождениях Приморья можно наблюдать весьма близкие примеры (Томсон, Константинов, 1961).

Минеральные парагенетические ассоциации, соответствующие наиболее ранней кварц-силикатной «предрудной» стадии, распространены нешироко. По-видимому, лишь в некоторых случаях (месторождения Илинтас, Депутатское, Алыс-Хая, Солнечное, Фестивальное) они имеют самостоятельное значение и проявились вне зависимости от рудных тел. Это почти мономинеральные турмалиновые обособления Илинтаса и Солнечного, нередко секущие минеральными ассоциациями следующих стадий (фиг. 20): топаз-флюорит-мусковит-кварцевые прожилки Депутатского месторождения и топаз-мусковит-полевошпатовые образования месторождений Эге-Хая и Бургавли. В ассоциации с перечисленными минералами в виде аксессуаров присутствуют касситерит, вольфрамит, брукит, циркон, арсенопирит, иногда монацит, ксенотим и берилл. В турмалине химически обнаружены галлий, индий, а иногда также литий, цезий и бериллий. Для касситерита характерны низкие содержания галлия и индия и несколько повышенные — скандия и ниобия. Парагенезис минералов в указанных минеральных ассоциациях для разных месторождений неустойчив и не дает оснований для однозначных выводов о составе рудообразующих растворов. Чаще всего характер этих образований сходен с таковым грейзеновых и касситерит-кварцевых месторождений.

Образованию минеральных парагенезисов следующей — касситерит-силикато-кварцевой стадии предшествовала интенсивная тектоническая деятельность, которая привела к появлению трещин и зон дробления с приуроченными к ним рудами. Тектоническая деятельность продолжалась и в процессе рудоотложения, в результате чего образовавшиеся в этот отрезок времени минеральные агрегаты часто имеют микроскладчатые или брекчиевидные текстуры (фиг. 20).

Во всех месторождениях эта стадия является главной в отношении оловянного оруденения. Касситерит ассоциирует с кварцем, которому в одних месторождениях сопутствует турмалин, в других хлорит, а иногда флюорит или альбит. Ранние минералы и особенно турмалин тяготеют к обломкам вмещающих пород (фиг. 21).

Расчет привноса-выноса компонентов в различной степени измененных вмещающих пород и руд месторождений (Якутия) показывает, что в процессе окolorудного изменения пород из них выносятся Al, Mg, K и Na.

Неустойчиво ведут себя галлий и особенно железо. Железо вытесняется из удаленных от рудных тел интервалов, а его содержание в приконтактовых участках становится выше, чем в неизмененных породах. Кальций либо привносится, либо его содержание сохраняется. Это же справедливо для SiO<sub>2</sub>, количество которого в измененных вмещающих породах в одних случаях увеличивается, в других несколько уменьшается и, наконец, в третьих остается неизменным (Иванов, 1963).

Турмалин из рудных тел, образовавшихся в эту стадию, отвечает промежуточной разности дравит-шерл. В одних случаях незначительно преобладает шерлитовая, в других дравитовая молекулы. Коэффициент окисления турмалинов, как правило, очень низок (около 0,08). Из интересующих нас элементов-примесей для этого минерала характерны галлий, таллий, германий, индий, литий и цезий.

Хлорит из касситерит-силикато-кварцевых руд наиболее часто отвечает афросидериту-дафниту. Коэффициент окисления хлоритов изменяется от 0,10 до 0,14%<sup>1</sup>. Интересно, что по сравнению с хлоритами следующей стадии минерализации они несколько обогащены глиноземом и обеднены железом, а также содержат в два раза меньше индия. В хлоритах присутствуют: галлий, таллий, литий и рубидий.

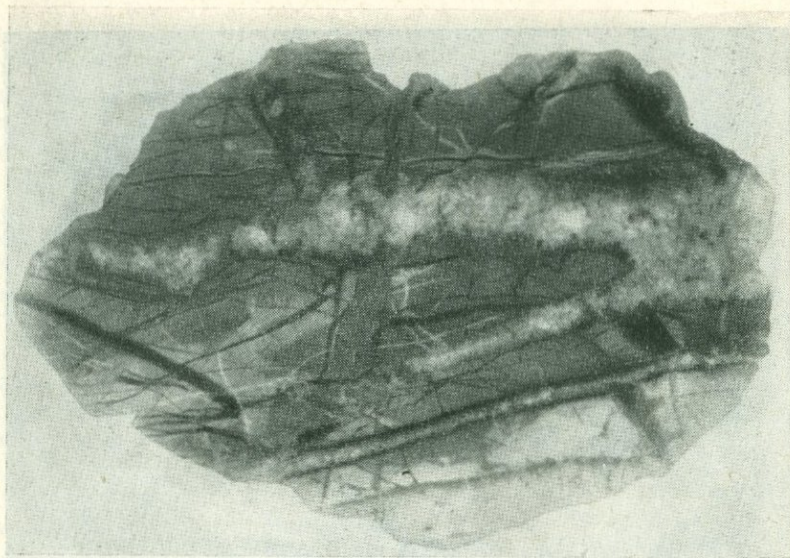
Касситериты из рассматриваемого парагенезиса обычно кристаллические, но иногда приобретают коллоидное строение (фиг. 22). Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, WO<sub>3</sub>, Ga и In выше, чем в касситеритах из месторождений касситерит-кварцевого типа, количество Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, наоборот, ниже. Декрепитация<sup>2</sup> Sn<sub>2</sub>O наиболее часто начинается с температуры 340, 380° (Бургачан, Илнтас), что гораздо ниже температур декрепитации касситерита из касситерит-кварцевых месторождений. Декрепитация касситерита из месторождений Якутии имеет место при температуре 440—360°.

В месторождениях Приморья и Приамурья, по данным Е. А. Радкевич, В. Н. Дубровского, И. Н. Кигаи и др., касситерит, турмалин и кварц из рассматриваемой минеральной ассоциации характеризуется весьма близкими значениями всех упомянутых величин. Так, например, по данным термозвукового анализа образование касситерита, кварца и турмалина происходило при

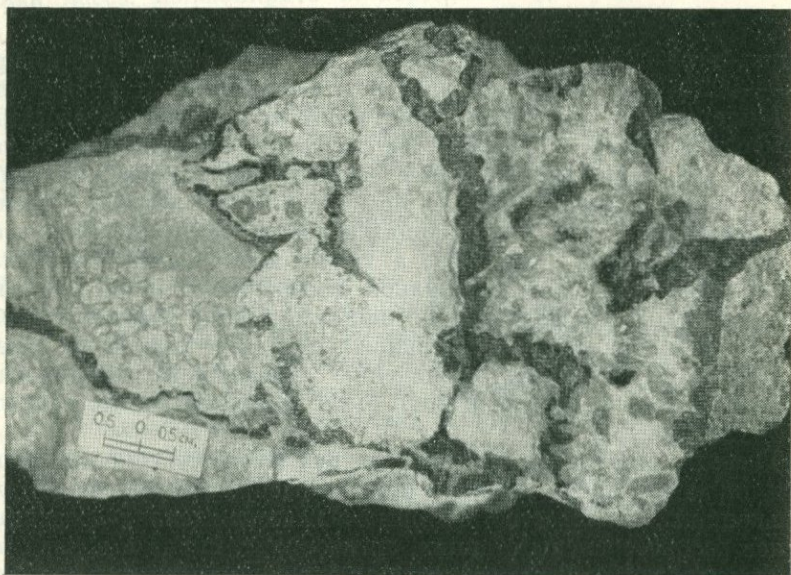
---

<sup>1</sup>  $f = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$ , %;  $f$  для гематита принят за 1 (Онтоев, 1956).

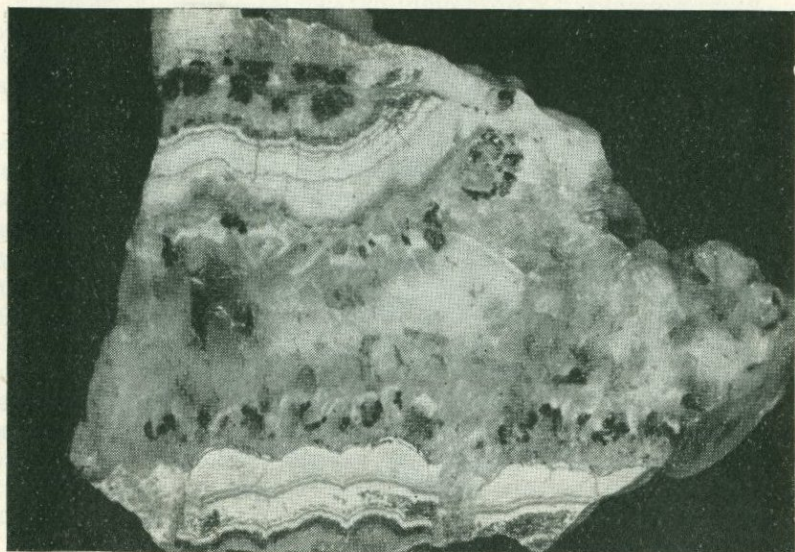
<sup>2</sup> Термозвуковой анализ произведен в ИГЕМ АН СССР по методу Е. Е. Костылевой и при ее содействии.



Фиг. 20. Многочисленные мономинеральные турмалиновые просечки пересекаются кварц-касситеритовыми прожилками (месторождение Солнечное, штучной образец, нат. вел.



Фиг. 21. Обломки хлоритизированных кварцевых порфиров цементируются касситеритом (темно-серое) и кварцем (месторождение Хинганское)



Фиг. 22. Жила кокардового строения. Центральная часть выполнена кварцем (светлое) с вкрапленностью касситерита (черное). По краям концентрически зональные полосчатые каймы деревянистого касситерита (месторождение Лифудзин), штучной образец О. В. Вершковской, нат. вел.

температуре 300—380° (Радкевич и др., 1962). Такие же цифры (345—390°) дает Смит для кварца и касситерита из Корнуэлла.

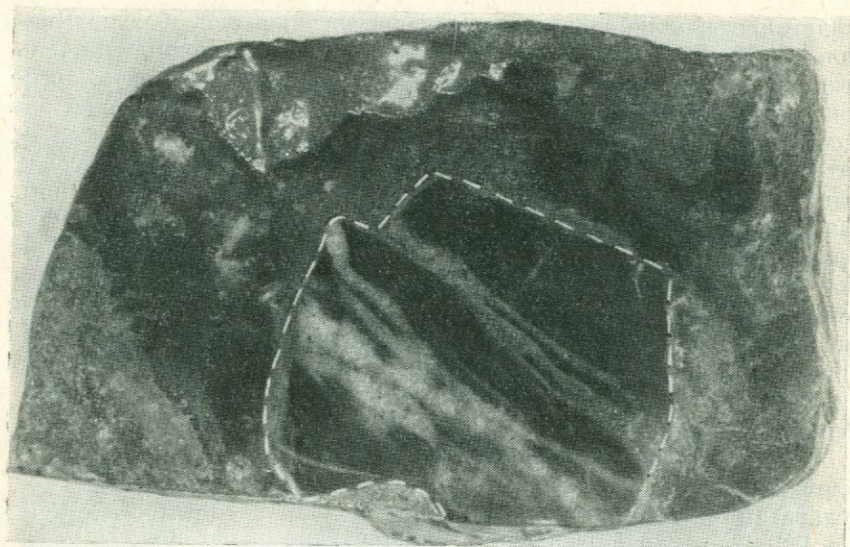
Минеральные ассоциации следующей по времени образования сульфидной стадии в большинстве случаев проявились в пределах рудных тел, выполненных ранее сформировавшимися минеральными парагенезисами. Однако брекчиевидный характер массивных сульфидных руд, включающих обломки касситерит-силикато-кварцевого состава (фиг. 23), а также многочисленные случаи пересечения кварцевых прожилков сульфидными и касситеритовых тел кварц-сульфидными прожилками, свидетельствуют о более позднем образовании сульфидных руд. Подчеркнем, что именно благодаря широкому проявлению сульфидного парагенезиса рассматриваемые месторождения были выделены в самостоятельный генетический тип.

Главным минералом сульфидных руд почти повсеместно является пирротин, кроме которого широко распространен сфалерит и халькопирит, количество которых в месторождениях различно. Менее распространены станнин, арсенопирит, пирит и другие минералы (табл. 19). В редких случаях одним из главных минералов сульфидных руд является хлорит (Эге-Хая) или вольфрамит (Илинтас). Процесс минералообразования во время сульфидной

стадии протекал в большинстве случаев довольно однообразно. Вначале, немного опережая образование сульфидов, отложились очень незначительные количества кварца, турмалина, касситерита, арсенопирита, флюорита или альбита. Состав этой парагенетической ассоциации зависит от такового ранее образовавшихся касситерит-силикато-кварцевых руд. В дальнейшем произошло массовое выделение пирротина, сопровождаемого сфалеритом, станнином, халькопиритом, самородным висмутом, а иногда хлоритом и вольфрамитом. И, наконец, в самом конце стадии образовались незначительные количества висмутита, висмута самородного, блеклой руды, галенита, пирита, сидерита и кварца. Все сульфиды в начальные моменты формирования сульфидного парагенезиса замещают ранее выделившиеся кварц и турмалин. В свою очередь в процессе отложения сульфидных минералов пирротин часто замещается халькопиритом.

О температурах минералообразования можно судить только на основании методов геологической термометрии и условно по результатам опытов по декрепитации. Начало отложения сульфидов, вероятно, происходило при температуре около  $350-300^{\circ}$ . На такие температуры указывает появление пластинок кубанита и звездчатых включений сфалерита в халькопирите, относительно слабая магнитность пирротинов, высокие содержания железа в сфалерите и т. д. Затем произошло снижение температуры и основная масса халькопирита и, вероятно, сфалерита выделялась при температуре менее  $270, 255^{\circ}$  и ниже. На это указывает наличие ассоциации сульфидов с самородным висмутом и структура распада твердого раствора халькопирит — валлериит, а также значения декрепитации минералов. Смит (Smith, 1947) методом гомогенизации газово-жидких включений получил для халькопирита из Корнуэлла температуру образования около  $280^{\circ}$ .

Минеральные парагенетические ассоциации еще более поздней карбонатно-сульфидной стадии рудообразования в изученных месторождениях распространены гораздо слабее, чем предыдущей, но характеризуются более разнообразным минеральным составом. Наиболее широко распространен сидерит (манган-сидерит) и иногда кальцит. К числу типичных минералов также относятся пирит, марказит, сфалерит, станнин, халькопирит, галенит, висмутин, буланжерит, джемсонит, пираргирит, прустит, магнетит. В незначительных количествах присутствуют хлорит, кварц, турмалин, гематит, бурнонит, тетраэдрит, аргентит, антимонит, самородный висмут, серебро, золото и теллуриды последних элементов. В некоторых случаях в ассоциации с сидеритом и кварцем широко проявлены франкеит, иногда тиллит, а также буланжерит, станнин и гипс (Депутатское месторождение), а иногда шеелит (Илинтас). Парагенезисы этой стадии характеризуются исключительно разнообразными текстурно-структурными взаимоотношениями минералов, появлением различных колломорфных



**Фиг. 23.** В сплошной пирротино-пиритовой руде заключен обломок (обведен пунктиром) турмалинизированной породы, пересеченный прожилками раннего кварца (месторождение Солнечное), штучной образец, нат. вел.

образований и широким распространением замещений одних минералов другими.

Последний безрудный и довольно слабо проявленный минеральный парагенезис сформировался в карбонатную стадию. Образование прожилков, выполненных продуктами этой стадии, произошло после интенсивного дробления ранних минеральных ассоциаций и существенной перестройки общего плана деформаций. Вещественный состав последней минеральной парагенетической ассоциации весьма прост и однообразен на всех месторождениях. Главный минерал — кальцит, который в месторождениях Якутии часто ассоциирует с пиритом, а в месторождениях Приморья — с кварцем и флюоритом. Из других минералов отметим только чрезвычайно редко встречающийся пираргирит. Процесс рудообразования сопровождался незначительной карбонатацией вмещающих пород. В случае проникновения растворов в руды, сложенные продуктами предыдущей карбонатно-сульфидной стадии, имели место явления замещения сидерита пиритом с образованием частичных псевдоморфоз. В ряде месторождений Приморья и Приамурья, в наиболее поздние моменты минералообразования формировались также монтмориллонит-каолинитовые прожилки.

Ниже приводятся фактические данные по распределению индия, галлия, кадмия, германия, таллия, тантала и ниобия в различных касситерит-силикато-сульфидных месторождениях.

Индий является главной примесью и типоморфным элементом силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений. Его главные минералы-концентраты — сфалерит, халькопирит и станнин. К ним же относится касситерит, содержащий гораздо более низкие количества индия, но представляющий большой интерес как главный промышленный компонент. Сульфиды цинка, меди и олова, наоборот, несут исключительно высокие концентрации изоморфной примеси индия, но чаще всего не являются предметом специальной добычи. Собственные минералы индия установлены только в одном месторождении в количестве, представляющем чисто теоретический интерес.

Средние содержания индия в минералах (с учетом всех изученных месторождений рассматриваемого типа) выражаются следующими цифрами (в г/т): сфалерит 1400; халькопирит 300; станнин 950; касситерит 18.

Таблица 20

Содержание индия в сфалерите, халькопирите и касситерите из силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений (в г/т)

Район, страна	Примеры изученных месторождений	Минерал-концентрат	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов	Исследователь
Якутия	Депутатское, Илинтас, Алыс-Хая, Бурга-чан, Эге-Хая, Бургавли и др.	Сфалерит	37—1500	1100	36	В. В. Иванов
		Халькопирит	100—1500	500	18	»
		Касситерит	2—76	23	26	»
Северо-Восток СССР	Чапаевское, Лазо, Галимый, Большой Каньон, Валькумей	Сфалерит	310—7800	3200	29	В. В. Иванов, В. Л. Мельникова, Б. Л. Флеров
		Халькопирит	170—430	300	3	
		Касситерит	25—50	33	7	
При-морье	Лифудзин, Хрустальное, Новомонастырское	Сфалерит	10—8100	1300	29	В. В. Иванов, В. Ю. Волгин, Л. Н. Хетчиков, Т. В. Забарина
		Халькопирит	10—1120	445	10	
		Касситерит	5—55	27	38	
При-амурье	Солнечное, Фестивальное, Перевальное	Сфалерит	30—750	250	10	А. Д. Каленов, В. В. Иванов, Те же
		Халькопирит	130—250	200	37	
		Касситерит	3,3—12	7	4	
Забай-калье	Хапчеранга, Шерловая гора, Смирновское	Сфалерит	200—1800	769	6	В. В. Иванов, »
		Халькопирит	5—450	202	3	
		Касситерит	2—40	22	5	
Англия, Боливия	Корнуэлл, Ляллияга	Халькопирит	6—58	34	5	»

В табл. 20 обобщены все имеющиеся в нашем распоряжении химические определения индия в главных минералах-концентра-торах из различных месторождений СССР, а также из некоторых крупнейших зарубежных месторождений. Для каждого региона приведены пределы колебаний содержаний элемента в сфалерите, халькопирите, касситерите и среднее арифметическое для каждого минерала. Для всех минералов эти величины от района к району незначительно изменяются. Наибольший разброс цифр имеет место для сфалерита, среднее содержание индия в котором колеблется от 250 г/т (Приамурье) до 3200 г/т (Северо-Восток СССР). Гораздо более устойчиво содержание индия в халькопирите и касситерите из различных районов.

Примечательно, что средние содержания индия в сфалерите, халькопирите и касситерите, вычисленные нами с учетом данных по всем месторождениям этого типа методами математической статистики, оказались одинаковыми со значениями средних генеральных величин для этих же минералов, подсчитанных как среднеарифметическое из средних содержаний индия для каждого района.

Среднее содержание индия в минералах различных месторождений одного района также не остается неизменным. Это видно из табл. 21, где приведены средние содержания индия в сфалерите, халькопирите и касситерите из одновозрастных и довольно сходных между собой по геологическому строению силикато-сульфи-до-железистых оловорудных месторождений Северо-Восточной Якутии.

Таблица 21

Среднее содержание индия в сфалерите, халькопирите и касситерите из различных месторождений Якутии (в г/т)

Месторождение	Сфалерит	Халькопирит	Касситерит
Депутатское . . .	830*	860	21
Илингас . . . . .	450	510	16
Бургавли . . . . .	—	—	26
Алыс-Хая . . . . .	260	220	33
Бургачан . . . . .	—	350	22
Эге-Хая . . . . .	1350	320	19

\* В одном образце установлено 15000 г/т

Симбатная зависимость в изменении средних содержаний индия в различных минералах из одного и того же месторождения наблюдается не во всех случаях; в некоторых месторождениях на-более высокие содержания индия в сфалерите характерны для

руд, касситерит которых обеднен индием. Наибольший разброс цифр и в этом случае имеет место для сфалерита и наименьший — для касситерита.

Это связано с тем, что в силикато-сульфидо-железистых рудах олова сфалерит и халькопирит, образовавшиеся в различные стадии минерализации, характеризуются различной величиной индиенности (табл. 22). Во всех случаях ранние сфалериты генерации из сульфидной (пирротиновой) минеральной ассоциации содержат наиболее высокие концентрации индия, в среднем для различных месторождений Якутии изменяющиеся от 1300 до 2700 г/т, а для некоторых месторождений Сеймчанского района достигающие 3400 г/т.

Т а б л и ц а 22

Среднее содержание индия в различных генерациях сфалерита и халькопирита некоторых месторождений (в г/т)

Месторождение	Генерации сфалерита			Генерации халькопирита	
	I	III	IV	I	II
Депутатское . . . . .	1200	210	110	860	—
Эге-Хая . . . . .	1700	650	80	—	320
Илинтас . . . . .	1300	370	—	470	—
Алыс-Хая . . . . .	—	260	—	—	220
Лазо . . . . .	2300	—	—	—	—
Лифудзин * . . . . .	—	—	—	600	—

\* Данные Т. В. Забариной и др., 1961.

Сфалерит II генерации из карбонат-сульфидной минеральной ассоциации гораздо беднее индием (в среднем 210—370 г/т). Самые низкие содержания индия характерны для наиболее позднего сфалерита из сульфидоантимонитового и карбонатного минеральных парагенезисов (80—110 г/т). Аналогичная картина отмечается для халькопирита. Ранний халькопирит I генерации из пирротинового парагенезиса обычно более чем в два раза обогащен индием по сравнению с более поздней генерацией этого минерала из карбонатно-сульфидной минеральной ассоциации.

В соответствии с этим средние содержания индия в сфалеритах и халькопиритах из месторождений, в которых наиболее широко распространена ранняя высокотемпературная разновидность этих минералов, значительно выше, чем из месторождений, в которых главное количество сфалерита образовалось в поздние карбонатно-сульфидные стадии минерализации. Хорошим примером этому является высокое среднее содержание индия в сфалеритах Эге-Хайского месторождения, где наиболее широко развит сфалерит I

генерации, и наиболее низкое — в сфалерите Алыс-Хайского месторождения, где распространен сфалерит II генерации.

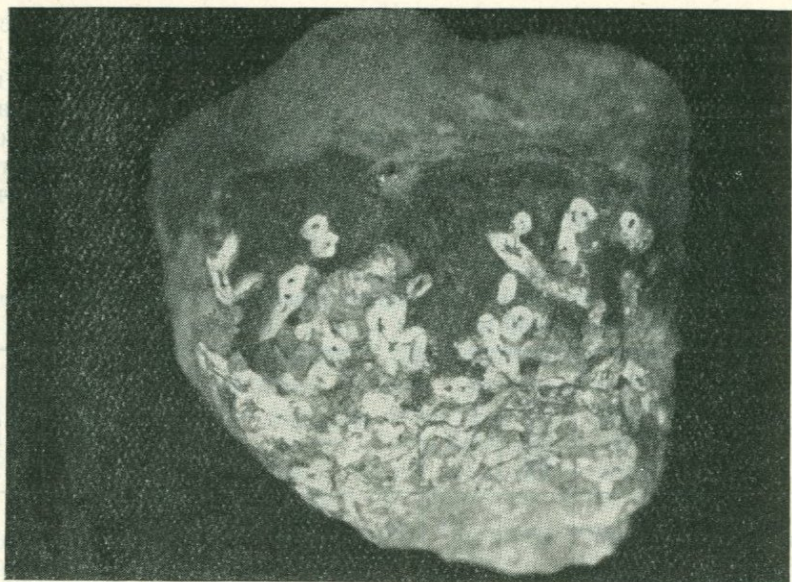
Высокое среднее содержание индия в халькопирите Илинтасского и Депутатского месторождений (табл. 22) и месторождения Лифудзин, так же связано с широким распространением в них ранней, наиболее обогащенной индием генерации этого минерала. Наоборот, в месторождениях Алыс-Хая и Фестивальное довольно широко распространен халькопирит II генерации, в связи с чем средняя величина индиености халькопирита из этих месторождений значительно более низкая.

В отличие от сфалерита и халькопирита основная масса касситерита в силикато-сульфидо-железистых месторождениях практически во всех случаях образовалась в весьма сходных условиях, в одну и ту же касситерит-силикато-кварцевую стадию минералообразования. В связи с этим средние содержания индия в касситерите из различных месторождений одного района и для месторождений различных районов за редкими исключениями изменяются весьма незначительно. Исключения составляют касситериты из некоторых обедненных сульфидами силикато-железистых месторождений, например, месторождения Хинганское на Дальнем Востоке, повышенные концентрации индия в касситерите которого установлены спектроскопически еще М. И. Ицикзон и А. К. Русановым (1946). Среднее содержание индия в касситерите этого месторождения, по данным химических анализов, составляет 380 г/т. Касситерит здесь обычно представлен зернистыми агрегатами и ассоциирует с кварцем, хлоритом и каолинитом. Однако многие его выделения имеют трубчатую полую форму, напоминающую пизалиты (фиг. 24), что по нашему мнению, свидетельствует о первоначально коллоидном образовании касситерита. В связи с этим отметим, что в большинстве случаев колломорфный касситерит, скорее всего образовавшийся из коллоидов, обычно характеризуется повышенной индиеностью.

Так, например, по нашим данным, колломорфный касситерит из различных месторождений содержит следующие концентрации индия (г/т): Корнуэлл 190; Хетинское 250; Лифудзин 100; Мексика 4500.

Такие же данные (110 г/т) приводит Т. В. Забарина для Лифудзина и А. А. Демин (700—800 г/т) для колломорфного касситерита из Бырцы (Восточное Забайкалье). Забегая вперед, отметим, что в отдельных случаях содержание индия в колломорфном касситерите достигает 13500 г/т (Комарова, Новороссова, 1959), причем в таком касситерите недавно обнаружены собственные минералы индия (Генкин, Муравьева, 1963).

В отличие от касситерита сфалерит и халькопирит, обладающие признаками коллоидного происхождения, по имеющимся у нас данным обеднены индием по сравнению с их кристаллическими разностями. Так, например, радиальнолучистый сфалерит



Фиг. 24. Трубочатые выделения касситерита в кварце. Внутри трубочатых образований касситерита — черное — заключен каолинит — белое (Хинганское месторождение), штучной образец, нат. вел.

из Депутатского месторождения содержит в среднем 50 г/т индия, а колломорфный халькопирит из Корнуэлла 30 г/т.

Кроме перечисленных минералов-концентраторов индия, необходимо упомянуть еще об одном — станнине. Станнин редко образует крупные скопления, поэтому число химических определений индия в нем весьма ограничено. Проведенное количественное спектроскопическое изучение 17 образцов станнинов из Депутатского и Илинтасского месторождений, подтвержденное химическими анализами, показало, что этот минерал является хорошим концентратором индия. Однако содержания индия в нем не превышают 1500 г/т, и, таким образом, этот минерал несколько уступает по концентрации индия раннему сфалериту. Во всяком случае относить за счет присутствия станнина повышенные концентрации индия в сфалерите и халькопирите, как это пытаются делать некоторые исследователи, нет никаких оснований. Наряду с перечисленными главными минералами-концентраторами индия в силикато-сульфидо-железистых рудах олова, этот элемент содержится во многих других минералах (табл. 23), представленных железосодержащими минералами, однако наиболее значительные количества индия заключены в пирротине. Остальные минералы не играют существенной роли в общем балансе индия.

Содержание индия в пречисленных в табл. 23 минералах-носителях так же, как и в главных его минералах-концентраторах, не остается постоянным и изменяется в зависимости от условий их образования. Так, например, ранний пирротин из месторождений, сульфидная стадия которых обеднена сфалеритом (Депутатское, Илинтас), содержит 28 г/т индия (а иногда даже 66 г/т — Фестивальное), тогда как пирротин, ассоциирующий с большим количеством сфалерита (Эге-Хая), только 14 г/т индия.

Таблица 23

Содержание индия в различных минералах из силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений (в г/т)

Минерал	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Минерал	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов
Пирротин	1,5—90	22	19	Вольфрамит	0,2—40	8,3	10
Пирит . . .	2—35	9	6	Турмалин . .	0,6—8	2,5	9
Арсенопирит . . . .	0,4—20	5	9	Хлорит . . . .	0,8—4	1,8	10
Галенит . .	0,3—10	3	7	Сидерит . . . .	1—60	8	8
Буланжерит . . . .	3—20			Кальцит . . . .	0,3—0,6	—	2
Джемсонит	8						

Пирит, образовавшийся в касситерит-силикато-кварцевую стадию (месторождение Илинтас), значительно обогащен индием (35 г/т) по сравнению с пиритом из пирротин-халькопиритовой ассоциации (6 г/т), а последний гораздо богаче индием по сравнению с наиболее поздним пиритом из кальцитового парагенезиса (2 г/т). Ранний вольфрамит из бессульфидного касситерит-силикато-кварцевого парагенезиса также содержит в среднем в два раза больше индия (7 г/т), чем этот же минерал, ассоциирующий с халькопиритом, из Илинтасского месторождения (3 г/т).

Следует подчеркнуть, что какой-либо зависимости степени индиености от степени железистости сфалеритов в касситерит-силикато-сульфидных месторождениях не наблюдается, хотя редко встречающиеся сфалериты, обедненные железом, в общем менее индиеносны по сравнению с наиболее широко распространенными высоко железистыми их разновидностями (Иванов, 1964).

В заключение отметим, что, по данным Л. Н. Хетчикова, для некоторых месторождений Приморья наблюдается обратная гипогенная зональность в вертикальном распределении индия — верхние горизонты месторождений несколько обогащены индием

по сравнению с нижними. Наши исследования месторождений Якутии не показали каких-либо четких закономерностей в пространственном распределении индия в пределах рудных тел. Содержания его наиболее часто весьма невыдержанные как по падению, так и по простиранию рудных тел, причем во многих случаях резкие изменения степени индиенности соседних участков рудных тел удается увязать с изменением их вещественного состава или сменой генераций минералов-концентраторов индия.

Таким образом, руды подавляющего большинства типичных касситерит-силикато-сульфидных месторождений характеризуются высокими концентрациями индия, который, как было показано, в основном заключен в виде изоморфной примеси в сфалерите, халькопирите. Единственное пока исключение представляет своеобразное месторождение Шарье, расположенное в департаменте Алье (Франция), в котором обнаружена ничтожная примесь индиевого минерала рокезита (Picot, Pierrot, 1963).

Месторождение приурочено к северо-восточной окраине Центрально-Французского срединного массива и по сравнению с касситерит-силикато-сульфидными месторождениями является несколько необычным как по минеральному составу руд, так и по условиям образования (Picot, Pierrot, 1963). В районе месторождения широко развиты разновозрастные гранитоиды, метаморфизирующие осадочные породы, к которым приурочены рудные жилы и залежи, несущие индийсодержащее олово-медное оруденение.

Руды в основном сложены слюдой типа лепидомелана или богатым железом хлоритом, кварцем и карбонатами и несут примесь халькопирита, борнита, магнетита, герценита, пирита, сфалерита, галенита, касситерита, апатита, циркона, граната, андалузита, флюорита, эпидота, берилла, хромита, шеелита, самородного висмута, висмутина, молибденита, эмплектита, ильменита, рутила, тетраэдрита и других минералов.

Рокезит является весьма редким минералом и ассоциирует с медными минералами. Особенно типичен его парагенезис с борнитом. В халькопирите рокезит не отмечался.

В составе руд выделяется несколько разновозрастных минеральных парагенетических ассоциаций: 1) наиболее ранняя окисно-силикатная (слюдисто-магнетит-касситеритовая); 2) карбонатно-халькопирит-борнитовая с минералами висмута и индия; 3) кварц-карбонат-сфалерит-галенитовая с баритом.

Халькопирит и сфалерит, образовавшиеся во вторую стадию минерализации, несут высокие содержания индия. В частности, в сфалерите оно достигает 0,8%. Халькопирит и сфалерит замещаются борнитом, виттихинитом, халькозином и ковеллином. Рокезит установлен на контакте сфалерита и борнита и наблюдался только под микроскопом. Скорее всего, что рокезит образовался за счет индия, выносившегося из сфалерита, и халькопирита при замещении их борнитом.

Галлий довольно широко распространен в силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождениях (табл. 24), однако в отличие от индия основная его масса приурочена к жильным минералам (Иванов, 1964; Вершковская, 1963). В минералах, которые извлекаются из руд, содержание галлия близко к кларковому (касситерит) или ниже его (сульфиды).

Таблица 24

Содержание галлия в касситерите, сфалерите и халькопирите из различных месторождений (в  $г/т$ )

Район, страна	Примеры изученных месторождений	Минерал-носитель	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов	Исследователь
Якутия	Депутатское, Эге-Хая, Бургавли	Касситерит	25—44	37	5	В. В. Иванов
		Сфалерит	Не обн.	26	13	»
		Халькопирит	5—20	11	3	»
Приморье	Лифудзин, Хрустальное, Силинское	Касситерит	20—80	35	20	О. В. Вершковская (1963)
		Сфалерит	2,5—20	7	13	В. В. Иванов
		Халькопирит	2,5—13	10	4	»
Приамурье	Солнечное, Фестивальное	Касситерит	19—31	—	2	»
		Сфалерит	2—10	5	5	»
		Халькопирит	0,5—1	—	2	»
Восточное Забайкалье	Ханчеранга	Сфалерит	4—15	—	2	»
Англия	Корнуэлл	Сфалерит	162	—	1	»

Средние величины галлиеносности главных минералов, с учетом всех имеющихся данных, следующие ( $г/т$ ): касситерит 30; сфалерит 7; халькопирит 10.

Во всех минералах различных силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений как одного и того же, так и различных районов содержание галлия наиболее часто является весьма устойчивым<sup>1</sup>. Так, например, в касситерите из месторождений Якутии среднее содержание галлия составляет 37  $г/т$ , а из месторождений Приморья — 35  $г/т$ ; в сфалерите эта величина для того и другого района равна 7  $г/т$ , а для халькопирита 10  $г/т$ .

<sup>1</sup> Исключение составляют месторождения Англии (Корнуэлл, Уэльс). Так, в сфалерите из Корнуэлла химическим анализом установлено содержание 162  $г/т$  галлия.

Касситерит из Депутатского месторождения содержит в среднем столько же галлия, сколько касситерит из месторождений Эге-Хая и Бургавли (Якутия). Подобная картина имеет место для сфалерита и халькопирита из большинства месторождений. Это в значительной мере объясняется довольно равномерным распределением галлия между различными генерациями перечисленных минералов. Так, содержание галлия в сфалеритах Депутатского месторождения более поздних генераций снижается весьма незначительно (Иванов, 1961). Аналогичный вывод можно сделать на основании анализов, приводимых О. В. Вершковской (1963) по месторождению Хрустальному: содержание галлия в сфалерите I генерации — 7 г/т, II генерации 5 г/т. Таким же весьма постоянным содержанием галлия характеризуются и все другие его минералы-носители.

Интересно, что в рассматриваемых месторождениях станнин, по данным химических анализов, так же, как и сфалерит, не является минералом-концентратором галлия. Например, станнин из Депутатского месторождения содержал всего 4 г/т галлия. Галлий также не типичен для сульфидов железа (Иванов, 1961; Вершковская, 1963), а накапливается в алюмосиликатах. Как показала О. В. Вершковская (1963), если в месторождении Хрустальном сфалерит образуется в едином парагенезисе с хлоритом, последний оказывается примерно в 10 раз богаче галлием. Аналогичное явление наблюдалось для Эге-Хайского и Депутатского месторождений Якутии (Иванов, 1961). Среднее содержание галлия в главных алюмосиликатных минералах месторождений Якутии составляет (г/т): турмалин — 160 (4 определения), хлорит — 60 (6 определений).

Для хлорита из месторождения Хрустального, согласно О. В. Вершковской, эта величина равна 38 г/т. Интересно, что ранние разновидности хлорита из касситерит-силикато-кварцевой ассоциации для Якутии и Приморья хотя и весьма незначительно, но все же обеднены галлием по сравнению с хлоритами из сульфидного парагенезиса. Содержания галлия соответственно составляют (%):

Месторождение	Хлорит	
Эге-Хая	I генерации	50
	II »	60
Хрустальное	I »	30
	II »	40

В заключение отметим, что в большинстве случаев какой-либо четкой зависимости величины галлиеносности минералов от их химического состава пока не установлено. Лишь в хлорите содержание галлия как будто бы увеличивается по мере повышения в минерале количества глинозема. Однако количество анализов для вывода четкой зависимости еще недостаточно. По этой же причине пока нет полной определенности в вопросе влияния способа

отложения минералов на содержание в них галлия. Так, например, в колломорфном касситерите из месторождения Хрустального содержалось всего 20 г/т галлия, т. е. меньше, чем в кристаллических разностях (Вершковская, 1963). По нашим данным, наоборот, колломорфные разности касситеритов характеризуются несколько повышенной величиной галлиеносности — в колломорфном касситерите из Джалиндинского месторождения содержится в среднем (3 анализа) 50 г/т галлия, а в образце деревянистого касситерита из Марагуа (Мексика) — 100 г/т этого элемента.

Кадмий является довольно распространенной примесью в рудах силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений. В противоположность галлию он концентрируется только в сульфидных минералах. На примере этого типа месторождений было впервые четко показано, что кадмий присутствует во многих сульфидах (Иванов, 1961). Однако несмотря на это наиболее высокие его концентрации во всех случаях приурочены к сфалериту.

Среднее содержание кадмия в сфалерите с учетом всех данных по силикато-сульфидо-железистым месторождениям равно 3500 г/т (Иванов, 1964). Такая же величина получается, если исходить из средних значений кадмиеносности сфалеритов силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений, сгруппированных по различным районам СССР (табл. 25).

Для кадмия, как и для галлия, характерна весьма незначительная дисперсия содержания в сфалерите из различных месторождений, в том числе и для месторождений из различных районов. Во всех случаях среднее содержание его в сфалерите близко к среднему для данного типа в целом (табл. 25). Исключение составляет месторождение Большой Каньон (Северо-Восток СССР), сфалерит которого характеризуется очень высокой средней величиной кадмиеносности (6400 г/т). Руды его в отличие от руд прочих рассмотренных нами месторождений залегают в скарированных известняках, а это, как мы увидим далее, благоприятствует накоплению кадмия.

Сфалериты из одного и того же месторождения часто значительно отличаются по содержанию кадмия. Однако какой-либо четкой зависимости величины кадмиеносности сфалеритов от условий их образования не наблюдается. В одних случаях, например в Депутатском месторождении, различные генерации сфалерита незначительно отличаются по величине кадмиеносности, причем в более поздних разновидностях цинковых обманок, особенно ассоциирующих с галенитом, она несколько уменьшается; так в сфалерите I генерации концентрация кадмия составляет 1800 г/т, III генерации 1300 г/т, а IV генерации 900 г/т.

Совершенно другая картина имеет место в Эге-Хайском месторождении, в котором сфалерит I генерации в среднем в два раза беднее кадмием по сравнению с более поздней его генерацией.

Таблица 25

Содержание кадмия в сфалерите из силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений (в г/т)

Район	Примеры изученных месторождений	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов	Исследователь
Якутия	Депутатское, Эге-Хая, Алыс-Хая и др.	110—5300	3200	15	В. В. Иванов
Северо-Восток СССР	Чапаевское, Галимый, Большой Каньон и др.	200—9600	3500	19	О. С. Грачева, З. В. Орлова, В. В. Иванов
Восточное Забайкалье	Хапчеранга	1800		1	В. В. Иванов
Приморье	Лифудзин, Хрустальное и др.	2400—5100	3500	24	В. В. Иванов, В. Ю. Волгин, О. В. Вершковская, К. Ф. Кузнецов
Приамурье	Солнечное, Фестивальное и др.	1300—4800	3000	9	В. В. Иванов, О. Г. Кинэ

Как было показано на примере Депутатского месторождения, величина кадмиеносности минералов в значительной мере определяется конкретным минеральным парагенезисом. Сфалерит, ассоциирующий с большим количеством халькопирита, станнина или галенита, как правило, обеднен кадмием по сравнению со сфалеритом, пространственно разобщенным с этими минералами. Именно поэтому поздний сфалерит из станнинового и галенитового парагенезисов Депутатского месторождения обеднен кадмием, а в месторождении Эге-Хая все сказанное относится к раннему сфалериту, ассоциирующему с халькопиритом и станнином.

Еще ярче зависимость между концентрацией кадмия в минерале и его парагенезисом проявляется для других минералов-носителей кадмия. Как правило, любой минерал-носитель из сфалеритового парагенезиса относительно обеднен кадмием по сравнению с этим же минералом из бессфалеритовой ассоциации. В связи с этим содержание кадмия во всех его минералах-носителях подвержено довольно значительным колебаниям (табл. 26). Несмотря на это средние содержания кадмия в одном и том же минерале-носителе из различных месторождений довольно близки к значениям средних для этих же минералов, полученных с учетом анализов по всем месторождениям и составляющих для станнина 150 г/т, халькопирита 60 г/т и галенита 40 г/т.

Таблица 26

Пределы содержания кадмия в минералах из различных ассоциаций  
Депутатского месторождения (в г/т)

Ассоциация	Минерал	Колебания содержания
Сульфидная (пирротиновая)	Сфалерит I генерации	1500—2300
	Халькопирит I генерации	30—170
Карбонатно-сульфидная	Сфалерит III генерации	700—2000
	Халькопирит II генерации	?
	Станнин II генерации	100—200
	Галенит I генерации	(50) *
	Тетраэдрит	?
Сульфоантимонитовая	Галенит II генерации	20—100
	Сфалерит IV генерации	110—2000
	Станнин III генерации	100
	Буланжерит	(500—3000)
	Франкеит	23

\* В скобках приведены данные спектрального анализа.

В заключение отметим, что условия отложения минералов для кадмия, так же как и для галлия, по-видимому, не определяют степень концентрации элементов-примесей. В связи с этим, очевидно, радиальнолучистый сфалерит из Депутатского месторождения содержит столько же кадмия, сколько и кристаллическая цинковая обманка из сходного парагенезиса этого же месторождения. То же, вероятно, можно сказать и относительно влияния химизма минералов на концентрацию кадмия. Так, отношение  $Zn : Cd$  в сфалерите колеблется в весьма широких пределах — от 200 до 9500, а собственных минералов кадмия в гипогенных рудах ни в одном случае не обнаружено.

В поведении германия и таллия в силикато-сульфидо-железистых рудах олова довольно много общего — и тот и другой не отдадут особого предпочтения какой-либо одной группе минералов и рассеяны в продуктах всех стадий минералообразования. Собственных минералов этих элементов нами в рудах не встречено.

Среди сульфидных минералов основными минералами-концентраторами германия являются станнин, халькопирит и сфалерит; таллия — сульфиды железа и минералы свинца. Все они содержат незначительные количества этих элементов (табл. 27).

Таким образом, германий в основном приурочен к сульфидам меди и цинка, а таллий к сульфидам железа и свинца, а также к сульфосолям свинца.

Таблица 27

Содержание германия и таллия в сульфидных минералах из различных силикато-сульфидо-железистых месторождений

(по В. В. Иванову; Буртоцу, Кулкину, Рилею, 1959)

Минерал	Германий, $g/t$		Таллий, $g/t$	
	Колебания содержания	Количество образцов	Колебания содержания	Количество образцов
Халькопирит . . .	1,6—30 (10)*	5	—	—
Сфалерит . . . . .	0,4—16 (2)	11	<1	2
Станнин . . . . .	5—24 (10)	3	—	—
Арсенопирит . . .	1—1,6 (1,3)	2	—	—
Пирротин . . . . .	<1,2,8 (<1)	4	10—20 (13)	3
Тетраэдрит . . . .	<1—34 (17)	2	—	—
Франкеит . . . . .	1—1000	2	5—50 (20)**	8
Галенит . . . . .	—	—	<1—47 (8)	7
Буланжерит . . .	—	—	200	2
Пирит . . . . .	—	—	2—10 (3)	5

\* Здесь и далее в скобках приведены средние значения.

\*\* Спектроскопические определения.

Не менее широким распространением (по данным единичных химических определений) германий и таллий пользуются в некоторых силикатах, а германий, кроме того, в касситерите (Иванов, 1961). Эти минералы по последним данным содержат следующие концентрации германия и таллия ( $g/t$ ):

	Ge	Tl
Турмалин . . . . .	4	9
Хлорит . . . . .	—	10
Мусковит . . . . .	3	10
Касситерит . . . . .	3	1

Недостаточное количество анализов не дает возможности установить детали поведения германия и таллия в процессе образования силикато-сульфидо-железистых руд олова. В некоторых случаях, о типичности которых судить довольно трудно, германий и таллий характеризуются четкой тенденцией к накоплению к концу процесса рудообразования. Таллий концентрируется в сульфосолях, а германий в поздних генерациях сфалеритов. Возможно также, что повышенные концентрации германия окажутся характерными для колломорфного касситерита. Спектроскопическое изучение деревянистого касситерита из Корнуэлла свидетельствует, в частности, в пользу этого предположения (Schröcke, 1955).

Для силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений тантал и ниобий не являются характерными элементами. В незначительных концентрациях они содержатся в качестве изоморфной примеси в касситерите. В еще более низких количествах они присутствуют в вольфрамите, шеелите и некоторых других минералах. Собственные минералы тантала и ниобия в месторождениях этого типа, вероятнее всего, отсутствуют. В табл. 28 обобщены все имеющиеся химические определения тантала и ниобия в касситерите из месторождений данного типа в различных районах СССР.

Как правило, в литературе отсутствуют данные по раздельному определению тантала и ниобия в касситеритах из силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений. Поэтому для касситеритов из месторождений Якутии и Северо-Востока СССР приводятся и суммарные содержания тантала и ниобия. Для касситеритов Приморья и Приамурья в нашем распоряжении имеется гораздо больше раздельных определений тантала и ниобия. В целом для касситеритов из месторождений различных районов среднее содержание суммы тантала и ниобия изменяется крайне незначительно. В касситеритах из месторождений всех районов ниобий преобладает над танталом. Тантало-ниобиевое отношение в касситеритах Приморья составляет 1 : 7, а в касситеритах При-

Таблица 28

Содержание тантала и ниобия в касситерите из силикато-сульфидо-железистых оловорудных месторождений (в г/т)

Район	Примеры изученных месторождений	Колебания содержаний		Количество образцов	Исследователь
		Ta	Nb		
Якутия	Депутатское, Иллитас, Алыс-Хая, Бургачан, Эге-Хая, Бургавли и др.	Не обн. — 800 (277)		9	Я. Д. Готман и др.
Северо-Восток СССР	Чапаевское, Лазо, Галимый, Большой Каньон, Валькумей	Не обн. — 1800 (379)		12	Я. Д. Готман и др.
Приморье	Лифудзин, Хрустальное, Ярославское, Ново-Монастырское и др.	Не обн. — —120 (29)	Не обн. — —950 (199)	10	И. Е. Максимюк
Приамурье	Солнечное, Фестивальное, Придорожное	Не обн. — —240 (55)	Не обн. — —850 (247)	11	И. Е. Максимюк И. И. Четырбоцкая

амурия 1 : 5. Средние величины содержаний тантала и ниобия несколько выше в касситеритах Приамурия. Это, вероятно, объясняется тем, что касситерит в этих месторождениях образован, преимущественно, в касситерито-кварцевую стадию минерализации и тесно ассоциирует с кварцем и турмалином. Значительная часть касситерита в месторождениях Приморья также образована в сходных условиях, в основном, в касситерит-силикато-кварцевую стадию минерализации. Однако в них большая роль принадлежит более позднему касситериту, который во всех месторождениях обеднен танталом и ниобием. Так, например, в касситерите поздней генерации из месторождения Солнечное тантал и ниобий химическим анализом не обнаружен.

Для сравнения были изучены образцы колломорфного и кристаллического касситерита из месторождения Лифудзин. Колломорфный касситерит характеризуется повышенными содержаниями тантала (20 г/т) и ниобия (190 г/т) по сравнению с кристаллическим, в котором в этом месторождении тантал и ниобий химическим анализом вообще не обнаружены.

Касситериты силикато-сульфидо-железистых месторождений, как правило, окрашены крайне неравномерно. Изучение различных окрашенных разностей показало, что темноокрашенные касситериты характеризуются более высокой степенью танталоносности. Так, например, касситерит из месторождения Придорожное несет следующие концентрации тантала и ниобия: светлый 20 г/т, темно-бурый 240 г/т.

Остальные рудообразующие минералы — вольфрамит, шеелит, турмалин, хлорит в силикато-сульфидо-железистых месторождениях существенной роли в балансе тантала и ниобия не играют. В вольфрамите и турмалине из месторождений Солнечное и Фестивальное тантал и ниобий химическим анализом не обнаружены, а в шеелите из этих же месторождений устанавливаются следы тантала, при содержании ниобия от 60 до 150 г/т.

Кроме рассмотренных элементов-примесей, в силикато-сульфидо-железистых рудах присутствует большое число других компонентов (Sc, Be, Se, Te, Li, Rb, Cs, Bi, Ag, Au и др.), особенности распределения которых в этой работе не рассматриваются.

## РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СЕРНО- И МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Колчеданные месторождения Среднего Урала пространственно связаны со спилито-кератофировой формацией. Они приурочены не к собственно эффузивным породам, а к их туфам, брекчиям, агломератам андезито-дацитового состава, часто содержащим прослой осадочных пород. Отдельные (довольно редкие) колчеданные месторождения связаны с областями контактов габбро-перидотитовых пород, залегающих в виде небольших массивов или силлов в породах осадочной филлиито-кварцитово́й свиты (Маук).

Большинство известных промышленных месторождений приурочено к варисскому подвижному поясу Урала и залегают в осадочно-вулканогенных толщах не моложе франского века и, по-видимому, не древнее лудловского века. Как правило, колчеданные месторождения не обнаруживают определенной связи с интрузиями. Их залежи приурочены к зонам развития кварц-серицитовых сланцев, являющихся продуктами гидротермального и динамического метаморфизма. Рудные тела имеют форму линз, пластообразных и жилобразных тел. Они встречаются как поодиночке, так и группами. Линзы сплошных массивных руд часто окружены зонами вкрапленников. Размеры рудных тел различны: от мелких линз, имеющих протяженность в несколько метров (Зюзельское месторождение), до крупных тел, прослеживаемых по простиранию на несколько сотен метров. Мощность их также колеблется от первых десятков до сотни метров. Распространение на глубину достигает 500 м и более (Карабаш и др.).

Характерной особенностью минерального состава руд всех без исключения месторождений является обилие пирита. С пиритом в различных пропорциях ассоциируют: халькопирит и сфалерит, а также борнит, энаргит, блеклая руда, пирротин, реже галенит, арсениопирит. Общий список рудных минералов насчитывает около полсотни названий, но все остальные минералы, кроме перечисленных, являются редкими. Специфическая черта руд колчеданных месторождений — их значительная неоднородность, причиной ко-

торой служит пространственная обособленность отдельных минеральных ассоциаций. В результате встречаются руды почти чисто пиритовые, руды резко обогащенные халькопиритом, сфалеритом или борнитом. В некоторых ассоциациях широко развиты минералы редких элементов: серебра, висмута, теллура. Нерудные минералы представлены серицитом, кварцем, хлоритом, баритом, кальцитом, реже встречаются гипс, парагонит, пирофиллит, каолинит. В месторождениях, залегающих вблизи контактов габбро-перидотитовой формации, развиты: роговая обманка, актинолит, биотит, хлорит, мусковит, кварц, эпидот, гранат.

По минеральному составу среди колчеданных месторождений можно выделить залежи (или их отдельные части), макроскопически состоящие целиком из серноколчеданной, медноколчеданной или цинково-колчеданной руды. Иногда отмечается зональное строение некоторых рудных тел по мощности. Текстуры и структуры руд разнообразны и зависят от конкретных условий формирования отдельных месторождений. Наиболее широко распространены массивная, полосчатая и вкрапленная текстуры. Во многих месторождениях широко развиты колломорфные руды.

Все колчеданные месторождения Среднего Урала характеризуются весьма обширным комплексом редких элементов-примесей, в который входят: селен, теллур, серебро, висмут, индий, кадмий, германий, таллий, галлий. Для селена, теллура и некоторых других редких элементов колчеданные месторождения являются в настоящее время достаточно крупным источником промышленного извлечения. Для других они могут быть большим потенциальным источником добычи (кадмий, индий, висмут, германий); третьи элементы извлекаются попутно при технологической переработке руд.

По степени концентрации селена и теллура колчеданные руды стоят на одном из первых мест среди крупных рудных месторождений. Как известно, кларк селена составляет  $1,4 \cdot 10^{-5}\%$ , т. е. немногим более  $0,1 \text{ г/т}$ , а среднее содержание селена в колчеданных рудах составляет от 50 до 100  $\text{г/т}$ ; таким образом, концентрация селена в рудах повышается в сотни и тысячи раз. Кларк теллура условно принимается равным  $1 \cdot 10^{-7}\%$ , а содержания его в колчеданных рудах колеблются от 10 до 100  $\text{г/т}$ . Кларки таких элементов, как серебро, кадмий, индий, висмут, в земной коре составляют немногим более  $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ . В отдельных же минералах колчеданных руд Среднего Урала их содержания достигают десятков, сотен, а в некоторых случаях и тысяч граммов на 1 т. Например, кадмий находится в сфалеритах в пределах 32—5100  $\text{г/т}$ , индий от «не обнаружено» до 320  $\text{г/т}$ . Такие же элементы, как галлий и таллий, обладающие сравнительно высокими кларками ( $\text{Ga} — 1,9 \cdot 10^{-3}\%$ ,  $\text{Tl} — 10^{-4}\%$ ), в колчеданных рудах повышенных концентраций не образуют, однако распространены также весьма широко. Следовательно, большинство перечисленных редких элементов

определенным образом повышают промышленную ценность колчеданных руд.

Как уже упоминалось ранее, руды колчеданных месторождений весьма неоднородны по своему минеральному составу. В процессе формирования месторождений образуется несколько характерных парагенетических ассоциаций рудных минералов. Эти ассоциации иногда пространственно обособляются друг от друга, иногда совмещаются в одном рудном поле или даже в одном рудном теле.

Наиболее ранней и почти мономинеральной ассоциацией во всех месторождениях является собственно пиритовая. Позже образуются пирит-халькопиритовая, сфалерит-халькопиритовая, борнит-теннантитовая, пирит-халькопирит-пирротиновая ассоциации. Процесс минералообразования часто заканчивается образованием кварцевых, кварц-кальцитовых кварц-баритовых прожилков с характерным комплексом сульфидов: халькопирит и блеклая руда, значительно реже пирит, сфалерит и галенит. Там, где преимущественным развитием пользуется пиритовая ассоциация, возникает специфическая группа серноколчеданных месторождений (месторождение Серное в группе месторождений им. III Интернационала, Зюзельское месторождение). При наложении на нее более поздних ассоциаций формируются комплексные месторождения: медноколчеданные, медноцинковые или меднопирротиновые. С каждой из упомянутых ассоциаций связан весь комплекс редких элементов, характерный для колчеданных месторождений, но максимальные проявления тех или других редких элементов приурочены к определенной минеральной ассоциации. Ниже на примере конкретных колчеданных месторождений Среднего Урала нами рассматриваются отдельные парагенетические ассоциации и связанные с ними редкие элементы.

### **ПИРИТОВАЯ (СЕРНОКОЛЧЕДАННАЯ) АССОЦИАЦИЯ**

Эта ассоциация наиболее широко распространена во всех колчеданных месторождениях. Минеральный состав ее очень прост, так как единственным главным минералом в ней является пирит. Пирит представлен либо полнокристаллическими, либо мезокolloидными разновидностями. Халькопирит, сфалерит, пирротин относятся к второстепенным или даже редким минералам. Дисульфидам сопутствует кварц. Из редких элементов в наиболее значительных концентрациях в ассоциации присутствуют: селен, теллур, серебро, висмут. Остальные редкие элементы нехарактерны. Наиболее высокие концентрации образует селен. Содержания его колеблются в очень значительных пределах — от «не обнаружено» до 557 г/л (табл. 29). Наиболее высокие концентрации отмечаются в пиритах из сплошных серноколчеданных руд, пирит

из вкрапленников беднее. Зависимости содержаний селена от крупности зерна, кристаллографической формы (кубы, пентагон-додекаэдры и т. п.), зонального строения зерен обычно не наблюдается. Минералы селена в гипогенных рудах этой ассоциации отсутствуют. Теллур в пирите серноколчеданных руд содержится в количествах несколько более низких, чем селен (табл. 29), типичные концентрации его составляют десятки граммов на 1 т. Более высокие (до 350 г/т) цифры относятся к неразделенным пробам ранних и поздних генераций. В последних изредка встречаются мелкие включения теллуридов, которые повышают содержание теллура в пиритах, являясь по отношению к пиритовой ассоциации явно наложенными.

Таблица 29

Содержание селена и теллура в пиритах серноколчеданной ассоциации в г/т)

Месторождение	Характеристика пирита	Количество проб	Пределы колебаний	
			Se	Te
Зюзельское	Из вкрапленных руд	14	Сл. — 30	Сл. — 128
»	Из сплошных руд	19	100—495	5—84
»	Крупные кристаллы до 1 см	4	31—180	Не обн.— 75
»	Мелкие кубики	1	(130)	(21)
Барнинское (Карабаш)	Из вкрапленных руд	2	6—26	4—29
Южное (Карабаш)	То же	4	14—38	6—84
	Из сплошных руд	21	8—110	10—350
Красногвардейское	То же	22	26—557	2—160
Маук	» »	10	Сл. — 107	0,5—93

Серебро и висмут также систематически присутствуют в серноколчеданных рудах. Содержания этих элементов обычно невелики и составляют единицы — десятки граммов на 1 т. Оба эти элемента образуют в рудах собственные минералы: висмут — тетрадимит и теллуРОВИСМУТИТ, серебро — гессит и штрмейерит, но, подобно минералам теллура, они своим формированием обязаны более поздним наложенным минеральным ассоциациям. Минералы этих элементов встречаются сравнительно редко, сами же элементы присутствуют в 60% проб. Поэтому при обсуждении вопроса о формах их нахождения приходится допускать либо их изоморфное вхождение в пирит, либо систематическое дисперсное состояние их минералов, не позволяющее определять их обычными оптическими методами.

Таблица 30

Содержания таллия, германия, галлия и индия в пиритах серноколчеданной ассоциации (в г/т)

Месторождение, характер пробы	Таллий	Германий	Галлий	Индий
Зюзельское Из массивной руды . . .	$\frac{2^*}{2}$	$\frac{\text{Не обн.}}{2}$	$\frac{\text{Не обн.}}{2}$	—
Южное Крупнозернистые из вкрапленников . . . . .	$\frac{\text{Не обн.} - 3}{3}$	$\frac{\text{Не обн.} - 1,6}{3}$	$\frac{2}{1}$	0,07
Из массивной руды . . .	$\frac{2-5}{4}$	$\frac{\text{Не обн.} - 1,8}{8}$	$\frac{1,2-2}{2}$	1,4

\* В числителе — колебания содержаний, в знаменателе — количество проб.

Остальные редкие элементы для этой ассоциации, как уже указывалось, не характерны (табл. 30).

### ХАЛЬКОПИРИТ-СФАЛЕРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Почти во всех колчеданных месторождениях процесс рудообразования не заканчивается формированием ранней пиритовой ассоциации. В процессе эволюции гидротермальных растворов состав их усложняется: появляются новые элементы, такие, как медь, цинк, мышьяк, свинец и др. В результате возникают новые минеральные ассоциации и увеличиваются масштабы месторождений. При повышенных содержаниях в растворах меди, на раннюю пиритовую накладывается пирит-халькопиритовая ассоциация, обычно с подчиненным значением сфалерита. При повышении содержания цинка образуется сфалерит-пиритовая ассоциация. Появление этих ассоциаций приводит к образованию медно- и цинково-колчеданных месторождений, столь типичных для всего Урала. Разделить две последние ассоциации во времени почти невозможно. По отношению же к собственно пиритовой ассоциации их более поздний характер сомнений не вызывает. Поэтому в большинстве месторождений можно говорить о единой халькопирит-сфалеритовой ассоциации, не упоминая о пирите, так как он является «сквозным» минералом всех стадий рудообразования.

Таким образом, основными минералами рассматриваемой ассоциации являются: халькопирит, сфалерит, пирит, иногда марказит и мельниковит-пирит. В качестве второстепенных в ней появляются — арсенопирит, блеклая руда, галенит, иногда магнетит и пирротин. Типичен комплекс редких минералов — самородное

золото и серебро, электрум, большая группа теллуридов (преимущественно золота, серебра, висмута), кубанит, валлериит, станин, матильдит и др. Нерудные минералы. кварц, серицит, хлорит, барит, кальцит.

Характерные текстуры руд — полосчатые, массивные, брекчиевидные, пятнистые. Полосчатые текстуры свойственны преимущественно сфалерит-пиритовым, халькопирит-пиритовым и сфалерит-халькопиритовым рудам; массивные — пирит-халькопиритовым, а пятнистые — сфалерит-халькопиритовым. Брекчиевые текстуры часто наблюдаются в участках развития пирит-халькопиритовой ассоциации среди ранней пиритовой. Структурный рисунок руд характеризуется наличием мелко-, средне- и крупнозернистых, реже метаколлоидных образований.

В соответствии с более сложным минеральным составом руд, усложняется в них и спектр элементов-примесей. Кроме селена, теллура, серебра и висмута, появляются повышенные концентрации германия, индия, кадмия. Подобно серноколчеданным рудам, отложение минералов халькопирит-сфалеритовой ассоциации происходило в условиях высокого потенциала серы.

Распределение редких элементов в рудах халькопирит-сфалеритовой ассоциации авторами изучалось на примере Красногвардейского месторождения, месторождений группы им. III Интернационала и Карабашской группы.

*Селен*, оставаясь типоморфным элементом руд этой ассоциации, не образует собственных минералов, а присутствует во всех сульфидах (табл. 31). Особенно отчетливо выступает его связь с медными минералами (халькопиритом, блеклой рудой). Некоторые образцы халькопирита содержат до 530 г/т селена (месторождение Красногвардейское), обычные содержания его находятся в пределах 40—260 г/т. Наиболее высокие содержания селена обычно свойственны халькопириту, ассоциирующему с блеклой рудой. На месторождении Южном (Карабашская группа) повышенные концентрации селена отмечаются в халькопирите из участков тупого выклинивания Восточной жилы (103—216 г/т). Еще более высокие содержания селена характерны для блеклых руд (до 1040 г/т). Попадая вместе с халькопиритом в медный концентрат, блеклые руды, естественно, обогащают его селеном.

Интересно отметить, что пирит, образующийся в этой ассоциации, не характеризуется высокими концентрациями селена. В отличие от пирита серноколчеданной ассоциации он несет от 14 до 69 г/т селена.

Сфалерит данной ассоциации в среднеуральских месторождениях не является хорошим концентратором селена. Для него обычны содержания от 2 до 16 г/т, что сильно отличает его от сфалеритов Южного Урала, где Н. В. Петровской отмечаются содержания до 400 г/т, и от Алтайских месторождений, где для сфалеритов характерны содержания до 35 г/т.

Из сказанного очевидно, что медноколчеданные руды более богаты селеном, чем медно- и цинково-колчеданные или даже серноколчеданные. Минералов селена так же, как и в пиритовой ассоциации, здесь нет, и весь селен находится в виде изоморфной примеси. В процессе флотации он преимущественно накапливается в медном концентрате и в пиритных хвостах.

*Теллур.* В халькопирит-сфалеритовой ассоциации теллур достигает наиболее высоких концентраций. Результаты химических исследований показывают очень широкий разброс его содержания как в одном и том же минерале, так и в различных минералах (табл. 31).

Таблица 31

Содержание селена и теллура в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации (в г/т)

Минерал	Месторождение, характер пробы	Количество проб	Пределы колебаний	
			Se	Te
Пирит	им. III Интернационала			
	Из ассоциации пирит — сфалерит	4	Сл. — 6	Сл. — 8,5
	Из ассоциации пирит — халькопирит	7	15—146	7—220
	Южное			
	Из ассоциации пирит — сфалерит	5	3—22	19—65
Халькопирит	Из ассоциации пирит — халькопирит	3	7—22	17,5—27
	Красногвардейское	5	18—520	Не обн.— —236
	им. III Интернационала	8	33—220	22—387
	Южное	8	3,8—216	5,2—380
	Блеклая руда	2	340—1040	20—440
Сфалерит	Южное	1	(81)	(900)
	Красногвардейское	1	(6)	(Сл.)
	им. III Интернационала	8	2—16	Сл. — 9
	Южное	1	(16)	(53)

Аналитические данные находят свое объяснение и при микроскопических исследованиях, которыми установлено частое присутствие собственных минералов теллура. Теллуриды, как правило, обладают микроскопически малыми размерами (от нескольких микрон до 0,1 мм). Авторами в процессе работ на разных месторождениях Среднего Урала встречены следующие теллуриды: тетрадимит, теллуровисмутит, гессит, эмпрессит, петцит, сивья-

нит, алтаит и колорадоит. Другие исследователи (М. П. Исаенко, П. В. Покровский и др.) отмечали наличие креннерита и калаверита.

Количественный подсчет по площади шлифа, а также фазовый химический анализ показывают, что не весь теллур в рудах представлен минеральной формой, часть его находится в рассеянном состоянии, изоморфно замещая серу. К такому же выводу пришли П. В. Покровский и В. Н. Логинов (1962), изучавшие коррелятивные связи теллура с основными элементами руд на примере Карабашских месторождений. Как видно из приведенного списка

Таблица 32

Содержание серебра и висмута в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации (в г/т)

Минерал	Месторождение, характер пробы	Количество проб	Пределы колебаний	Количество проб	Пределы колебаний
			Ag		В
Пирит	Южное				
	Из ассоциации с халькопиритом	—	—	4	20—700
	Из ассоциации со сфалеритом	—	—	4	40—60
	им. III Интернационала	2	417—429	3	Не обн.— 40
Халькопирит	им. III Интернационала	5	112—407	7	1—80
	Южное	—	—	4	60—1250
	Южное (Cu-концентрат)			1	(1800)
Сфалерит	им. III Интернационала	6	112—339	5	Не обн.— 10
	Южное (Zn-концентрат)			1	(60)
Блеклая руда	Южное	—	—	1	710

минералов теллура, встреченных в процессе изучения месторождений, в основном они принадлежат к числу теллуридов свинца, висмута и благородных металлов. Несмотря на обилие меди и железа, теллуриды их не образуются, в то же время, несмотря на практически не обнаруживаемые анализом количества ртути в руде, в ней встречен теллурид ртути — колорадоит. Наиболее распространены в рудах теллуриды висмута — тетрадимит и теллуровисмутит, затем теллурид свинца — алтаит и теллурид серебра — гес-

сит. Остальные теллуриды встречаются редко и не во всех месторождениях.

Из-за микроскопически малых размеров и плохо разработанных методов диагностики теллуриды долго не были известны в колчеданных рудах, и только за последние несколько лет они стали обнаруживаться всеми исследователями. Встречаемость теллуридов в шлифах оказалась настолько значительной, что на ряде месторождений их уже приходится относить не к числу редких, а к числу второстепенных минералов. Размеры их выделений, как уже указывалось, чрезвычайно малы, что особенно затрудняет их диагностику.

*Серебро* в повышенных концентрациях отмечается во всех типах руд, от серно- до медноколчеданных и медно-цинковых. Изучение распределений серебра по мономинеральным пробам показывает обогащенность им как пирита, так и халькопирита и сфалерита (табл. 32). При изучении шлифов отмечается присутствие минералов серебра: серебро самородное, электрум, теллуриды — гессит, эмпрессит, силванит. Однако объяснить наличием этих минералов присутствие в рудах значительного количества серебра (до 0,5 кг/т) все же нельзя, и приходится допустить, что, по крайней мере, часть его находится в изоморфном состоянии.

Таблица 33

Содержание индия в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации (в г/т)

Минерал	Месторождение	Количество проб	Пределы колебаний In
Пирит	им. III Интернационала	6	1,6—4
	Южное	6	1,4—6,8
Халькопирит	Красногвардейское	4	5—16
	им. III Интернационала	6	2,7—58
	Левиха XIV	3	5—76
	Южное	5	1,9—24
Сфалерит	Красногвардейское	1	4
	им. III Интернационала	10	0,2—320
	Левиха XIV	7	Не обн.—30
	Южное	2	14—160
Блеклая руда	Южное	1	Не обн.—36

*Висмут* в колчеданных месторождениях начали изучать совсем недавно, и поэтому имеется еще сравнительно мало данных, но они показывают, что висмут достаточно распространенный элемент в колчеданных месторождениях вообще, так и в рассматриваемой минеральной ассоциации, в частности (табл. 32). Максимальные концентрации висмута связаны с халькопиритом, который иногда содержит его более 1000 г/т. В рудах висмут находится главным образом в минеральной форме, образуя теллуриды — тетрадимит, теллуrowисмутит и сульфид — матильдит. Однако изучение коррелятивных связей висмута и теллура не позволяет установить полной корреляции.

*Индий* в халькопирит-сфалеритовой ассоциации проявляет четкую приуроченность к халькопириту и сфалериту (табл. 33), накапливаясь в процессе технологической переработки в соответствующих концентратах. В пиритах его содержание колеблется от «не обнаружено» до 6,8 г/т, лишь иногда незначительно превышая кларк этого элемента в земной коре ( $1,4 \cdot 10^{-5}\%$ ). Наиболее высокие содержания индия отмечаются в сфалеритах (до 320 г/т), в халькопиритах его содержания достигают 58 г/т. Отмечено также наличие индия в теннантите. Минералов индия в колчеданных рудах не наблюдалось, так как, по-видимому, весь индий находится в виде изоморфной примеси в сульфидах, замещая соответственно медь, железо и цинк. Высокие средние содержания индия в халькопирите и сфалерите заставляют рассматривать медные и цинковые концентраты как очень серьезный источник промышленного получения этого элемента, не уступающий по своей значимости, например, оловянным месторождениям.

*Кадмий* в халькопирит-сфалеритовой ассоциации проявляет четкую связь со сфалеритом и в процессе флотации переходит, в основном, в цинковый концентрат. Величина кадмиеносности сфалеритов различных колчеданных месторождений довольно близка (табл. 34).

Кадмий также содержится в блеклых рудах, в концентрациях, соизмеримых с его концентрациями в сфалерите, но их роль в рудах относительно невелика.

Концентрации кадмия в пиристе и халькопирите довольно незначительны и редко превышают 60 г/т. Минералы кадмия в гипогенных колчеданных рудах не наблюдались; очевидно, весь кадмий изоморфно входит в минералы главным образом на место цинка и в меньшей мере меди и железа. Учитывая значительные масштабы проявления сфалеритовой минерализации в колчеданных рудах, их, безусловно, следует считать наряду со свинцово-цинковыми месторождениями серьезным источником промышленной добычи кадмия.

*Германий*. К редким элементам, образующим в халькопирит-сфалеритовой ассоциации повышенные концентрации, относятся и германий. Основным его минералом-носителем в рудах этой

Таблица 34

## Содержание кадмия в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации

Минерал	Месторождение	Количество проб	Пределы колебаний Cd
Сфалерит	им. III Интернационала Южное	10	120—5100
		2	2040—2320
Халькопирит	Красногвардейское им. III Интернационала Левиха XIV Южное	3	Не обн.— 12
		4	30—30
		2	10—50
		1	(20)
Блеклая руда	Красногвардейское Южное	1	(5000)
		2	120—1120
Пирит	им. III Интернационала Южное	4	Не обн.— 200 *
		4	Не обн.— 60

\* Микроскопически устанавливается до 5% примеси сфалерита.

ассоциации является сфалерит (табл. 35). Следует отметить, что среди гидротермальных сульфидных месторождений медно- и цинково-колчеданные относятся к числу таких, где создаются весьма значительные концентрации и запасы германия. Согласно данным В. В. Иванова (1965), по запасам германия эти месторождения уступают только свинцово-цинковым низкотемпературным месторождениям, где среднее содержание германия в сфалеритах составляет 100—170 г/т. В сфалеритах колчеданных месторождений оно равняется 30 г/т. Уровень концентрации германия в халькопирите ниже, чем в сфалерите, и характеризуется широкими колебаниями от «не обнаружено» до 30 г/т германия. В пирите

Таблица 35

## Содержание германия в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации (в г/т)

Минерал	Количество проб	Пределы колебаний Ge
Пирит . . . . .	7	Не обн.— 10
Халькопирит . . . . .	18	Не обн.— 30
Сфалерит . . . . .	23	Не обн.— 100
Блеклая руда . . . . .	3	Не обн.— 14

отмечаются наиболее низкие содержания германия — от «не обнаружено» до 10 г/т.

Концентрации германия в сфалеритах всех колчеданных месторождений характеризуются широкими пределами колебаний, но имеют общий высокий уровень. Исключение составляет месторождение Южное (Карабашская группа), где из трех образцов в двух германий не обнаружен, а в третьем его содержание равно всего 3 г/т. Причины этого пока не ясны, но, возможно, они кроются в различной глубине формирования месторождений. Как известно, низкотемпературные, близповерхностные месторождения свинцово-цинковых руд наиболее богаты германием, а высокотемпературные, глубинные, им резко обеднены. В соответствии с резко выраженной приуроченностью к сфалеритам в процессе обогащения руд германий в основном переходит в цинковые концентраты. Меньшая его часть накапливается в медных концентратах и пиритных хвостах.

Колчеданные месторождения с широким развитием халькопирит-сфалеритовой ассоциации являются носителями крупных запасов германия.

*Таллий* целиком широко рассеивается. Среди главных рудных минералов он не имеет специфического минерала-концентратора. Содержания его в кристаллических формах пирита, халькопирита, сфалерита, как правило, не превышают первых десятков граммов на 1 т. Повышенные концентрации таллия (до 530 г/т) иногда наблюдаются в связи с колломорфными разностями пирита (табл. 36). Так, высокое содержание таллия (158 г/т), отмеченное в одном из анализов, относится к образцу халькопирита, взятому из ассоциации с колломорфным пиритом. Среднее же содержание таллия в халькопирите (12 анализов) составляет всего 21 г/т. Для всех остальных рудных минералов халькопирит-сфалеритовой ассоциации свойственны низкие концентрации таллия. Одним из возможных геохимических концентраторов таллия, как известно, является галенит. В колчеданных месторождениях этот минерал не относится к широко распространенным, но и он не несет высоких концентраций таллия (см. табл. 36).

Равные, а порой более высокие, чем в сульфидах, концентрации таллия обнаруживаются в нерудных гидротермальных образованиях — хлорите и сериците. Серицит, взятый из «теней давления» сфалерита, содержит до 4,8 г/т таллия, а из «теней давления» халькопирита — до 23 г/т. Из этих данных следует сделать вывод о том, что далеко не весь таллий, находящийся в рудах, может быть извлечен, так как значительная часть его в процессе переработки теряется с серицитом.

Минералы таллия в гипогенных колчеданных рудах неизвестны, а повышенные его концентрации в колломорфных разностях дисульфидов железа, вероятно, объясняются процессами сорбции.

Таблица 36

Содержание галлия в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации (в  $г/т$ )

Минералы	Месторождение, характер пробы	Количество проб	Пределы колебаний ГГ	Примечание
Пирит	им. III Интернационала			
	Из ассоциации с халькопиритом	2	Не обн. — 15	
	Из ассоциации с сфалеритом	4	16—530	
	Южное			
	Из ассоциации с халькопиритом	1	(2,6)	
	Из ассоциации с сфалеритом	1	(3,0)	
Халькопирит	Красногвардейское	2	2—2	Материал Г. М. Тарасевича (ИМГРЭ)
	им. III Интернационала	12	Не обн. — 158	
	Левиха XIV	1	5	
	Южное (Карабаш)	7	0,2—14	
Сфалерит	Красногвардейское	1	(2)	
	им. III Интернационала	9	Не обн. — 2	
	Левиха XIV	3	Не обн. — 23	
	Карабаш	2	Не обн. — 6	
Блеклая руда	Красногвардейское	2	Не обн. — 2	Материал Г. М. Тарасевича (ИМГРЭ)
	Южное	1	(2,5)	
Галенит	им. III Интернационала	1	(21)	Материал В. В. Лукс и А. И. Журавлевой

*Галлий.* Средние содержания галлия в рудах халькопирит-сфалеритовой ассоциации низкие, значительно ниже кларковых, но в минералах-концентраторах — сфалерите и сериците — он накапливается в относительно повышенных концентрациях: в сфалерите от 3 до 1500  $г/т$  (в среднем 20  $г/т$ ), в сериците — до 170  $г/т$ . Остальные минералы ассоциации галлием резко обеднены: в пирите он обычно не обнаруживается, а халькопирит содержит от 1 до 10  $г/т$  галлия.

## БОРНИТ-ТЕННАНТИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

Эта ассоциация присутствует почти во всех колчеданных месторождениях Урала, а на некоторых из них развита в широких масштабах (им. III Интернационала, Дзержинское). Так, например, гипогенные борнитовые руды на участке им. Шмидта (месторождение им. III Интернационала) распространены в контурах разведанных руд от уровня 160 м до глубины 600 м.

Минеральный состав ассоциации определяется различным соотношением главных рудообразующих минералов: пирита, сфалерита, борнита, халькозина. Из второстепенных развиты халькопирит, теннантит, бетехтинит, галенит. Из редких минералов встречены: штроейерит, станнин, золото и серебро самородное, реньерит, идаит. Более ранними исследованиями отмечались энэргит и фаматинит. Однако этим названием, очевидно, наделялись не изученные в то время бетехтинит, реньерит и идаит. Нерудные минералы представлены кальцитом, баритом и кварцем.

Руды борнит-теннантитовой ассоциации слагают либо отдельные участки среди медно-цинковых руд, либо отдельные рудные тела. Чаще они распространены на более глубоких горизонтах, но иногда встречаются и ближе к поверхности. Этому типу руд свойственны массивные и порфиroidные текстуры. Очень своеобразен структурный рисунок сростаний минеральных агрегатов. Типичны решетчатые структуры сростания халькопирита с борнитом, галенита с борнитом, субграфические структуры борнит (халькозин)-галенитовых агрегатов, а также структуры замещения с образованием каемок постепенного перехода между халькозином и борнитом. Характерны и различные зернистые структуры пирит-сфалерит-борнитовых агрегатов.

Редкие элементы, связанные с борнит-теннантитовой ассоциацией, представлены: селеном, теллуром, германием, серебром, кадмием, в меньшей степени висмутом. Галлий и таллий не характерны. Селен и теллур широко распространены в рудах ассоциации, однако концентрации их более низки, чем в халькопирит-сфалеритовой ассоциации. Распределение их характеризуется очень резкой неравномерностью от «не обнаружено» до 200 г/т (табл. 37). Несмотря на столь резкую неравномерность в распределении селена, его минералов, как и во всех предыдущих ассоциациях, не встречено. Максимальные концентрации селена связаны с халькопиритом и халькозином. Интересно отметить, что теннантит, обычно являющийся хорошим концентратом селена в рудах, сложенных иными минеральными ассоциациями, в рассматриваемой ассоциации характеризуется низкими его содержаниями.

Теллур при столь же резком неравномерном распределении представлен минералом гесситом — единственным теллуридом,

Таблица 37

Содержание редких элементов в минералах борнит-теннантитовой ассоциации

Минерал	Селен	Теллур	Серебро	Висмут
Борнит	Сл.— 40 *	Сл.— 204	408—11475	3—15
	5	5	4	3
Халькозин	Не обн.— 200	Сл.— 30	3544—4714	1—2
	3	3	3	3
Халькопирит	170	17	—	—
	1	1	—	—
Теннантит	9	Не обн.	408,5	—
	1	1	1	—
Пирит	10—130	33—200	703—875	1—2,5
	2	2	2	2

\* В числителе колебания содержаний, в знаменателе — количество анализов.

к тому же довольно редко встречающимся. Учитывая это и зная, что содержания теллура в некоторых случаях достигают 200 г/т, приходится допускать, что большая часть теллура здесь находится или в виде изоморфной примеси, или в виде того же гессита, но слишком тонко диспергированного и не обнаруживаемого оптическими методами.

Наиболее широко в рудах ассоциации распространены серебро и золото. Для серебра здесь отмечаются наиболее высокие концентрации, достигающие 10 кг/т и более. Представлено оно как собственными минералами — серебром самородным, штроейеритом, гесситом, так и изоморфной примесью в сульфидах. Наиболее высокие изоморфные концентрации серебра образует в халькозине (4714 г/т), наименьшие — в пирите (875 г/т). Золото представлено самородным золотом. Выделения золотин обычно крупные (до 1 мм).

**Кадмий** в рудах борнит-теннантитовой ассоциации распространен менее широко. Кроме сфалерита, в данной ассоциации концентратом кадмия является и борнит, содержащий от 420 до 720 г/т кадмия.

**Германий.** Борнит-теннантитовая ассоциация считается наиболее интересной с точки зрения образования собственно германиевой минерализации. Как показали наши исследования, содержания германия в рудных телах с проявлением борнитовой ассоциации по результату ряда анализов выше содержаний германия в рудах, сложенных другими минеральными ассоциациями. Однако распределение германия в мономинеральных фракциях показывает средний уровень концентрации элемента. Самые вы-

участки им. Шмидга (в г/т)

	Кадмий	Германий	Индий	Галлий	Таллий
	420—530	0,5—46	6,6—10	1,5—2,5	2—7
	3	3	3	5	2
	Не обн.	0,4—2,2	6,2	1,5	2
	2	3	2	3	3
	—	—	10	—	30
	—	—	1	—	1
	720	17,5	10	1,5	2
	1	1	1	1	1
	Не обн.— 10	0,8—3	1,2—7	0,5	Не обн.— 4
	2	2	3	1	3

сокие содержания (кроме не анализированного нами сфалерита) обнаруживают борнит (до 46 г/т) и теннантит (до 17,5 г/т). Более высокие содержания германия отмечаются в борните из массивных руд, в борните из вкрапленных руд они ниже. Сфалерит, по-видимому, содержит более высокие концентрации германия, чем борнит и теннантит. Предполагать это можно на основании анализов штучных проб борнит-сфалерит-пиритового, борнит-халькопиритового и борнит-пиритового состава. В штучных образцах, содержащих сфалерит, отмечено содержание германия от 36 до 94 г/т. В образцах, лишенных сфалерита, содержания его находятся в пределах от 7,1 до 9,4 г/т.

Существенной особенностью борнит-теннантитовой ассоциации является присутствие собственного минерала германия — реньерита. В рудах месторождения им. III Интернационала реньерит встречается в виде акцессорного минерала, образуя зерна размером около 0,08 мм среди борнита и халькозина. Сопоставление подсчета содержания германия по площади зерен реньерита и содержания этого элемента в рудной массе шлифа, полученного химическим анализом, показало, что только 30% германия приходится на минерал, большая же его часть (70%) находится в виде изоморфной примеси в борните и других сульфидах. Таким образом, роль германиевой минерализации в общем балансе элемента, очевидно, невелика. Обращает внимание очень низкое содержание германия в рудах и минералах борнит-теннантитовой ассоциации Карабаша — максимально отмеченные содержания составляют 8 г/т в борните и 6 г/т в сфалерите. Отсутствие или предельно низкие содержания германия в рудных минералах и измененных вмещающих породах Карабаша, по-видимому, говорят об общей

обедненности этим элементом рудоносных растворов, которыми были отложены руды Карабашского месторождения, поэтому и объяснимо отсутствие германиевых минералов в рудах борнит-теннантитовой ассоциации.

*Индий* в минералах борнит-теннантитовой ассоциации пользуется значительно меньшим распространением, чем в минералах халькопирит-сфалеритовой ассоциации. В минералах медного ряда наиболее высокие содержания индия отмечаются в халькопирите и теннантите, однако они не превышают 10 г/т, тогда как в предыдущей стадии халькопирит содержит до 58 г/т индия.

*Висмут* для руд борнит-теннантитовой ассоциации не является типоморфным элементом. Содержания его в минералах месторождения им. III Интернационала не превышают 15 г/т в борните и 2,5 г/т в пирите (табл. 37). Не пользуется он широким распространением и в борнит-теннантитовых рудах месторождения Карабаша, в общем обогащенного висмутом. В пирите этой ассоциации он не обнаружен, а в борните содержания его не превышают 50 г/т.

*Галлий* и *таллий* в минералах борнит-теннантитовой ассоциации не образуют сколько-нибудь повышенных концентраций; в большинстве случаев они ниже кларковых (табл. 37).

### ХАЛЬКОПИРИТ-ПИРРОТИНОВАЯ АССОЦИАЦИЯ

В некоторых колчеданных месторождениях наряду с пиритовыми развиваются пирротиновые руды. Месторождения с преимущественным развитием данной ассоциации получили название медно-пирротиновых. Как известно, они характеризуются специфическими геологоструктурными особенностями, заключающимися в приуроченности их к зонам повышенного рассланцевания, зачастую они образуются в контактах с интрузивными массивами основного и кислого состава. Вмещающими породами для них служат песчано-сланцевые толщи с подчиненным развитием вулканогенных пород. Околорудные изменения выражаются в хлоритизации и амфиболитизации. Руды этой ассоциации изучались авторами на примере месторождения Маук.

В отличие от алтайских медно-пирротиновых месторождений, в уральских месторождениях отсутствует троилит. К главным рудным минералам ассоциации относятся: пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, магнетит, марказит, мельниковит; к второстепенным и редким: галенит, арсенопирит, валлернит, кубанит, молибденит, алтаит, гессит, теллуриды золота, серебра и висмута, самородное золото, серебро, блеклая руда, ильменит. Главными нерудными минералами являются — кварц, хлорит, биотит, амфиболы, кальцит, сидерит. Для руд характерны массивные, полосчатые и брекчиевидные текстуры. Обломки брекчий обычно представлены более ранними пиритовыми рудами, цемент образует

пирротин или пирротин с халькопиритом. Рудные тела подчинены структуре вмещающих пород и обычно имеют лентовидную форму, мощность их варьирует от сантиметров до одного-двух десятков метров.

Для руд, слагаемых халькопирит-пирротиновой ассоциацией, свойствен тот же комплекс редких элементов, что для обычных медноколчеданных. Наибольшим распространением здесь пользуется селен (табл. 38), который не образует минералов, изоморфно входя во все сульфидные минералы в концентрациях от десятков до сотен граммов на 1 т. Максимальные его концентрации, как обычно, приурочены к халькопириту и пириту. Характерной особенностью для этой ассоциации является значительное накопление селена в сфалерите, что не отмечается в других ассоциациях.

Таблица 38

Содержание редких элементов в минералах халькопирит-пирротиновой ассоциации месторождения Маук (в г/т)

Минерал	Селен	Теллур	Висмут	Кадмий	Германий	Индий	Галлий
Пирротин	21—245 *	Не обн.— —100	Не обн.— —59	Не обн.— 40	Не обн.	Не обн.— 4	Не обн.— 9
	11	11	10	5	5	7	3
Халькопирит	180—325	Не обн.— —57	41—50	—	Не обн.	3,2—13	Не обн.— —30
	4	4	4	—	3	3	4
Пирит	60—140	Не обн.— —140	16—80	—	4	—	4
	3	3	3	—	1	—	1
Сфалерит	92—187	Не обн.— —11	11—17	440—1320	Не обн.	4—22	Не обн.—3
	5	5	3	7	6	7	3
Мельник- вит-пирит	7—450	17—52	45—184	—	—	1,2	—
	4	4	3	—	—	1	—
Магнетит	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—
	2	2	1	—	2	1	—

\* В числителе — колебания содержаний, в знаменателе — количество анализов.

Теллур менее распространен, чем селен, но несмотря на это образует значительное число собственных минералов. Наиболее часто встречаются теллуриды висмута — теллуrowисмутит и тетрадимит (в 23 шлифах из 100 просмотренных), затем алтаит (в 20 шлифах из 100), реже гессит и теллуриды золота. Размер выделения теллуридов — от 0,001 до 0,1 мм, в шлифах обычно насчитывается от 1 до 30 зерен.

Висмут образует сравнительно невысокие, но довольно равномерные концентрации во всех минералах. Максимальные его содержания приурочиваются к мельник-пириту, образующемуся в процессе дисульфидизации пирротина. Этот процесс совпадает

по времени с моментом кристаллизации галенита и максимумом выпадения минералов висмута — теллуровисмутита, тетрадимита. По-видимому, только часть висмута представлена собственными его минералами, а часть входит изоморфно в сульфиды. К такому выводу приводит отсутствие корреляции между содержаниями теллура и висмута в рудах.

*Кадмий* в среднем содержится в рудах в количествах от 200 до 500 г/т. Максимальные его концентрации, естественно, связаны со сфалеритом, где его содержания составляют 440—1320 г/т. Минералов он не образует. Среднее содержание кадмия в сфалеритах месторождения Маука около 790 г/т, что является несколько пониженным по сравнению со сфалеритами халькопирит-сфалеритовой ассоциации, типичной для большинства Уральских месторождений.

*Серебро* в отличие от предыдущей ассоциации здесь не создает повышенных концентраций — содержание его в руде находится в пределах 10—18 г/т. Оно представлено минеральной формой. В шлифах встречаются гессит и самородное серебро.

Содержание *индия* в сплошных рудах в целом находится на уровне 7 г/т, но в халькопирите и особенно в сфалерите отмечаются сравнительно высокие (до 92 г/т) содержания. Минералов индия в рудах не обнаружено. Характерна резкая обедненность индием вкрапленных руд по сравнению с массивными.

*Таллий* содержится в рудах на уровне 4 г/т, но в пирите и пирротине иногда образует несколько повышенные концентрации, достигающие 62 г/т. Столь высокие содержания таллия в отдельных образцах пирротина (два из десяти) объясняются, видимо, экстрагированием таллия этим минералом при замещении биотита. Замещение пирротином биотита, роговой обманки и граната часто наблюдается на месторождении. Биотит же на месторождении характеризуется высокими содержаниями таллия (от 17 до 32 г/т).

*Германий и галлий* не типичны для руд халькопирит-пирротиновой ассоциации, и содержания их как в рудах в целом, так и в отдельных минералах либо находятся на уровне кларковых, либо опускаются ниже их. Даже в сфалерите, являющемся одним из лучших концентраторов германия, отмечено присутствие его только в одном анализе из шести в количестве 3 г/т при кларке 2 г/т. Столь же низкими концентрациями характеризуются и нерудные минералы: роговая обманка (4 г/т), биотит («не обнаружено») — 2 г/т, хлорит («не обнаружено»), и только в гранатах фиксируются содержания до 15 г/т.

Галлий при общем очень низком содержании (кларк  $1 \cdot 9 \cdot 10^{-3}$ ) несколько повышенные содержания обнаруживает в отдельных образцах халькопирита (30 г/т в одном анализе из четырех). Значительно более высокие содержания галлия отмечаются в нерудных минералах из околорудных зон (70 г/т в амфиболо-хлоритовых сланцах, от 50 до 150 г/т в биотитах, 25—40 г/т в роговых обманках).

ПОЗДНИЕ ПРОЖИЛКОВЫЕ АССОЦИАЦИИ  
КВАРЦ-КАРБОНАТНОГО СОСТАВА С СУЛЬФИДАМИ

Во всех колчеданных месторождениях Среднего Урала отмечаются поздние прожилки и жилки кварц-карбонатного состава. В тех или иных количествах в них присутствуют сульфиды, из которых преобладает халькопирит, в меньших количествах содержится блеклая руда, сфалерит (клеюфан), галенит. Сульфиды образуют мелкую вкрапленность или отдельные гнезда в массе жильных минералов. Максимальные размеры таких гнезд достигают 15—20 см. В большинстве случаев состав сульфидов прожилков зависит от состава пересекаемого или контактирующего с ними колчеданного тела. Сульфиды этих прожилков либо не содержат редких элементов-примесей, либо содержат их в очень незначительных концентрациях, причем из двух основных сульфидов — халькопирита и блеклой руды — наиболее богата редкими элементами обычно последняя. В прожилках, состав которых не несет явных следов зависимости от состава колчеданного тела, концентрации редких элементов, в частности селена и теллура, обычно повышаются (табл. 39). Кроме селена и теллура, из числа редких элементов

Таблица 39

Содержания селена и теллура в сульфидах кварц-карбонатных прожилков (в г/т)

Минерал	Месторождение	Селен	Теллур	Исследователь
Халькопирит	Красногвардейское	Не обн.— 83* 4	Не обн.— 16 4	Г. М. Тарасевич
	им. III Интернационала	Не обн.— 75 8	Не обн.— 20 8	Н. Д. Синдеева М. С. Воробьева
	Южное	11—16 2	16—23 2	Те же
Блеклая руда	Красногвардейское	500 1	120 1	Г. М. Тарасевич
	Южное	45—100 3	Сл.— 190 3	Н. Д. Синдеева М. С. Воробьева
Пирит	Южное	3—6 2	3—172 2	Н. Д. Синдеева М. С. Воробьева
Галенит	Южное	Сл. 1	650 1	Н. Д. Синдеева М. С. Воробьева

\* В числителе — колебания содержания; в знаменателе — количество анализов.

заслуживает быть отмеченным только висмут, который в галените из прожилков Южного месторождения содержится в количестве 6300 г/т. Масштабы прожилковых образований обычно невелики, и практического значения они не имеют.

Индий, селен, галлий, таллий и кадмий в колчеданных рудах, независимо от минеральной ассоциации, не образуют своих минералов, преимущественно находясь в сульфидных минералах и отчасти (галлий, таллий) в гидротермально измененных вмещающих породах. Остальные редкие элементы: теллур, серебро, висмут, германий — находятся в рудах в двух формах — в виде изоморфной примеси и собственных минералов. Минералы редких элементов, как правило, обладают микроскопически малыми размерами выделений, большинство которых редко превышает 0,1 мм (чаще это сотые и тысячные доли миллиметра).

Оптическая диагностика большинства из этих минералов разработана плохо, а для некоторых и вовсе отсутствует. Трудность диагностики резко усугубляется малыми размерами диагностируемых зерен. Вследствие этого иногда происходят ошибки, особенно при диагностике минералов селена, теллура и германия. Следует отметить и то обстоятельство, что еще не открыты все минералы редких элементов, хотя ежегодно открывается и описывается с той или иной степенью детальности несколько десятков новых минералов. Так, для теллура за последние 2—3 года открыто около десяти новых минералов, для селена шесть, для индия четыре и т. д. Поэтому при диагностике необходимо применение точных методов, таких, как рентгеноструктурный анализ, микрозондирование и количественное измерение отражательной способности. Без учета всей совокупности этих данных или хотя бы части из них диагностику редких минералов нельзя считать достоверной.

Разработка методов фазового химического анализа, успешно применяемого технологами для решения вопроса о формах нахождения меди, никеля и ряда других хорошо изученных элементов, для редких элементов, о которых идет здесь речь, находится еще в самом зачаточном состоянии. Применение этих методов осложняется также и тем, что приходится иметь дело, как правило, с очень низкими содержаниями, сильно затрудняющими аналитическую часть исследований. В большинстве случаев разработка методов фазового анализа производится не на природных минералах и рудах, а на синтетическом материале, поэтому нет уверенности, что опыты приводят к одним и тем же результатам. Таким образом, количественная оценка присутствующих элементов при наличии различных форм (минеральной или изоморфной) крайне затруднительна и пока мало надежна.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Как уже указывалось, руды колчеданных месторождений сложены различными минеральными ассоциациями, приведенными в табл. 40 в последовательности их формирования от высокотемпературных к низкотемпературным. Сочетание этих ассоциаций в рудных телах приводит к образованию различных типов колчеданных месторождений: серноколчеданных, медно-пирротиновых, медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных. С каждой минеральной ассоциацией связан свой комплекс основных и редких элементов, образующих повышенные концентрации в рудах (табл. 40). Однако условия формирования одноименных минеральных ассоциаций в различных рудных полях не всегда одинаковы, что создает специфику путей миграции и мест концентрации каждого элемента в том или ином конкретном месторождении.

Наиболее ранней минеральной ассоциацией, собственно и определяющей колчеданный облик месторождений, является серноколчеданная. Характеризуясь максимальными концентрациями серы, рудообразующие растворы несли с собой из числа редких элементов селен, теллур, серебро и висмут. Все эти элементы целиком связаны с гидротермальным процессом. Изучение вмещающих пород показало, что содержание в них селена, теллура и висмута находится на грани чувствительности анализа, и, следовательно, вмещающие породы не могли служить серьезным источником обогащения этими элементами гидротермальных растворов.

Будучи типичными халькофильными элементами, селен и теллур связаны в своем поведении с серой. Особенно ярко это проявлено в поведении селена. На всех колчеданных месторождениях хорошо видна приуроченность повышенных его концентраций к наиболее многосернистым рудам. Эти концентрации последовательно снижаются от серноколчеданных руд, сложенных дисульфидами, к медно-цинковым рудам. Это положение распространяется и на типы месторождений: наиболее богаты селеном серноколчеданные месторождения, затем медноколчеданные и менее других — медно-цинковые месторождения. Пирит, слагающий серноколчеданные месторождения, несет неодинаковые концентрации селена, что, по-видимому, зависит от компактности руд. В общем случае кристаллические разности пирита из массивных руд содержат более высокие концентрации селена, чем пирит вкрапленных руд. В качестве примера можно привести Зюзельское месторождение, где среднее содержание селена в пиритах массивных руд в 4,5 раза выше, чем во вкрапленниках пирита. Эта закономерность хорошо проявлена и на всех остальных месторождениях.

Следует отметить и вторую закономерность, которая заключается в том, что содержание селена в пиритах из вкрапленников находится в прямопропорциональной зависимости от его содержания в сплошных рудах. Это хорошо подтверждает вывод

Таблица 40

Связь редких элементов с минеральными ассоциациями изученных колчеданных месторождений Среднего Урала

Промышленный тип месторождения	Месторождение	Сернокблеченная стадия	Медно-цинковая стадия			Безрудная стадия
		Минеральная ассоциация				
		пиритовая	халькопирит-пиротиновая	халькопирит-сфалеритовая	борнит-теннантитовая	кварц-карбонатная
Серноколчеданный	Зюзельское	Se Te Bi Ag	Se	Ag		
Медно-пирротиновый	Маук	Se Te	Se Te Bi In Cd Ge Ga Tl			
Медноколчеданный	Красногвардейское	Se Te		Se Te Ag Au Ga In Ge Tl		Se Te
	Карабаш	Se Te Bi Ag		Te Se Bi In Cd Ge Ga Tl	Ag Au Se Te Ge Tl	Te Bi Se
Медно-цинковоколчеданный	им. III Интернационала	Se Te Ag		Se Te Ge Ag In Gd Tl Ga	Ag Ge Te In Gd Au Se Tl Ga	In

Примечание. Полужирным отмечен редкий элемент, создающий особо повышенные концентрации.

Л. Н. Овчинникова (1948) о связи высоких концентраций элементов с путями наибольшей циркуляции растворов. Однако подобная закономерность справедлива лишь для одновременных образований, и ее нельзя распространять на разновозрастные генерации.

При сопоставлении содержаний селена в пиритах серноколчеданной стадии месторождений различных рудных полей обнаруживается большая разница в средних содержаниях. Так, отношения средних содержаний селена в пиритах серноколчеданной стадии Красногвардейского, Зюзельского, Карабашского и Маукского месторождений соответствуют отношениям чисел 5,34 : 4,21 : 1,08 : 1. Такая разница, возможно, объясняется различными физико-химическими условиями формирования соответствующих минеральных ассоциаций. Формирование пиритовой ассоциации на Красногвардейском месторождении происходило в более окислительных условиях относительно других месторождений, о чем свидетельствует одновременное образование пирита и гипса. Окисление серы до сульфат-иона приводило к обогащению селеном той части серы, которая расходовалась на образование дисульфида. На других месторождениях подобных взаимоотношений не установлено, и поэтому на них отмечаются более низкие содержания селена.

Для теллура, поступающего с растворами серноколчеданной стадии, подобно селену, характерны изоморфные замещения. Отношение селена к теллуру в этой стадии сдвигается в сторону селена. При относительно небольшом разбросе содержаний теллура в различных месторождениях они имеют более близкие средние значения, чем селен. Так, для пиритов серноколчеданной стадии Красногвардейского, Зюзельского, Карабашского и Маукского месторождений эти значения соответственно равны 1,82 : 1,34 : 1,15 : 1,00.

С появлением в растворах меди, цинка, свинца и других основных элементов и с некоторым понижением потенциала серы начинают формироваться медно-цинковые ассоциации минералов. Распределение селена и теллура становится более сложным. Кроме халькофильных свойств, начинает играть роль и сродство к катиону. Если в предыдущей стадии пирит был практически единственным сульфидом, то на более поздних стадиях при большом разнообразии сульфидных минералов распределение селена начинает обуславливаться не только поведением серы, но и сродством к меди. Определенную роль играют уже и структурные особенности минералов (когда речь идет о серии, например, медных минералов: халькопирит, блеклая руда и т. д.).

В зависимости от средних содержаний селена сульфиды медно-пирротиновой ассоциации можно расположить в следующий ряд: халькопирит — 234, сфалерит — 158, пирротин — 130, пирит — 106 г/т. Существенная особенность данной ассоциации состоит в том, что различные сульфиды по содержанию селена резко не отличаются, и даже в сфалерите здесь отмечаются высокие его

концентрации (от 140 до 187 г/т). Средние содержания теллура в минералах этой ассоциации не отличаются высоким уровнем, хотя они и выше, чем в серноколчеданной стадии: пирит II — 60, пирротин — 35, пирит III — 29, сфалерит — 32, халькопирит — 29 г/т. В отличие от селена, теллур, вероятно, проявляет сидерофильные свойства, отдавая предпочтение не меди, а железу. Существенно также появление собственных минералов теллура, преимущественно алтаита, тетрадимита и теллурувисмутита.

В следующей, халькопирит-сфалеритовой ассоциации, наиболее продуктивной для всех редких элементов, максимум концентраций селена приходится на пирит-халькопиритовый парагенезис. Не касаясь частных закономерностей, отметим, что общей для всех месторождений является приуроченность повышенных содержаний селена к блеклой руде — от 81 до 690 г/т и халькопириту — от 70 до 150 г/т. Пириты из медного парагенезиса обычно богаче селеном, чем пирит из пирит-сфалеритового парагенезиса. Сфалериты, как правило, бедны селеном. Таким образом, пирит-халькопиритовые руды всегда богаче селеном, чем пирит-сфалеритовые. В последних, кроме этого, имеет большое значение и способ отложения вещества. Кристаллические разности пирита и сфалерита всегда несут более высокие содержания селена сравнительно с метаколлоидными их разностями, что особенно хорошо наблюдается в рудах месторождения им. III Интернационала.

Для теллура в рудах халькопирит-сфалеритовой ассоциации характерен общий более высокий уровень концентраций и постепенное увеличение этих концентраций от более ранних к более поздним образованиям. При большом разбросе содержаний во всех минералах максимум концентраций теллура отмечается в блеклой руде (300—440 г/т) и халькопирите («не обнаружено» — 387 г/т). В этой ассоциации к конечным продуктам ее образования приурочено выделение максимального количества минералов теллура. Порядок выделения и процент встречаемости тех или иных теллуридов на каждом месторождении специфичен, что отражает геохимические особенности руд. В частности, наиболее распространенным теллуридом в месторождениях им. III Интернационала и Красногвардейском является гессит, менее распространены теллуриды висмута и свинца. В месторождениях Карабаш и Маук, наоборот, гессит встречается спорадически, а теллуриды висмута и алтаит постоянно; обнаружены также креннерит и колорадоит. Такое распределение теллуридов вполне согласуется с большим распространением серебра в первых и висмута во вторых месторождениях.

Приуроченность наивысших концентраций теллура и значительного количества его минералов к халькопирит-пиритовому парагенезису обуславливает обогащение медного концентрата теллуром (230 г/т для Карабаша). В меньшей степени им обогащен цинковый концентрат (53 г/т для Карабаша), главным образом за

счет попадания в него блеклой руды, меньше других (14 г/т) содержат теллур хвосты цинковой флотации, состоящие в основном, из пирита.

Растворы, формировавшие борнит-теннантитовую ассоциацию, в общем содержали немного меньшие количества селена, но заметные количества теллура сравнительно с растворами, формировавшими предыдущую ассоциацию. Основные минералы этой ассоциации — борнит и теннантит — несут в среднем 12—18 и 9 г/т селена; халькозин и пирит характеризуются крайним непостоянством в содержаниях (см. табл. 37). Минералы теллура встречаются здесь только спорадически.

Кварц-карбонатные прожилки с сульфидами, возникающие на завершающих этапах процесса формирования колчеданных месторождений, сравнительно бедны как селеном, так и теллуrom. Исключение составляют только Карабашские месторождения, более богатые теллуrom вообще.

Таким образом, в процессе рудообразования для теллура свойственно закономерное повышение концентраций от серноколчеданной стадии к медно-цинковой с максимумом концентрации в пирит-халькопиритовом парагенезисе. В этом отношении теллур ведет себя почти противоположно селену, так как для последнего, наоборот, характерно понижение концентраций от более высокотемпературных начальных стадий рудообразования к более поздним. Общим для этих двух элементов является их антагонизм в отношении низкотемпературного пирит-сфалеритового парагенезиса. Существенное различие фиксируется в форме нахождения селена и теллура. Селену на всех стадиях свойственно изоморфное рассеивание. Теллур полностью рассеивается только в раннюю серноколчеданную стадию, позже он образует комплекс теллуридов тяжелых металлов: серебра, висмута, свинца, золота, ртути, рассеиваясь только частично.

Поведение серебра и висмута, также являющихся типичными халькофильными элементами, в колчеданных месторождениях изучено очень слабо, так как эти элементы обычно не относят к числу редких, хотя по своим кларкам (серебро  $2 \cdot 10^{-5}$ , висмут  $10^{-5}\%$ ) они являются типичными редкими элементами; их изучением специально не занимаются.

Спектральными анализами серебро устанавливается в околорудных породах и нерудных минералах в количествах от 5 до 50 г/т. Пробирным анализом оно постоянно констатируется в тех или иных количествах в различных типах руд. Распределение серебра по мономинеральным фракциям сульфидов показывает его широкое распространение во всех минералах на протяжении всего процесса минералообразования. Оно устанавливается в пиритах, создающих ореол вкрапленности во вмещающих сланцах. Характерно, что даже крупные кристаллы пирита среди дайки диоритовых порфиритов (месторождение им. III Интернационала),

по всем признакам относимые к метакристаллам, также обнаруживают присутствие серебра (11,1 г/т).

Наиболее детально поведение серебра авторами изучено на месторождении им. III Интернационала. В халькопирит-сфалеритовой ассоциации серебро здесь устанавливается в связи со всеми минеральными комплексами. Колломорфные пириты содержат до 400 г/т, сфалериты до 339 г/т, халькопирит от 112 до 407 г/т серебра. Наиболее высокие концентрации серебра образует в борнит-теннантитовую стадию. Все слагающие эту стадию минералы несут серебро в количествах от 0,0703 до 11475 г/т. Максимальные концентрации его приурочиваются к борниту. Анализ халькопирита из пострудных кварц-карбонатных прожилков также показывает наличие значительных (47 г/т) количеств серебра и свидетельствует о большой подвижности этого элемента в процессе переотложения.

Серебро образует в рудах значительное количество собственных минералов: серебро самородное, электрум, гессит, штромейрит, матильдит. Первые три минерала встречаются преимущественно в халькопирит-сфалеритовой ассоциации, последние — почти исключительно в борнит-теннантитовой. Кроме этого широкого комплекса минералов, часть серебра и, по-видимому, значительная входит изоморфно в различные сульфиды, преимущественно меди. Серебро, постоянно присутствующее в пиритах, вероятно, тоже находится в изоморфном состоянии, хотя трудно допустить изоморфизм серебра и железа. Тем не менее включений минералов серебра в пиритах, как правило, не обнаружено. Из сказанного очевидно, что подобно селену и теллуру, серебро является «сквозным» элементом, поступающим с гидротермальными растворами и обладающим в них исключительно большой подвижностью.

Значительно меньше сведений мы имеем о поведении висмута. Вмещающие породы и минералы зон околорудного изменения или вообще не содержат висмута, или количества его настолько малы, что не обнаруживаются современными методами анализа. Висмут появляется в рудоносных растворах, начиная с ранней серноколчеданной стадии. Ранние пириты характеризуются невысокими и непостоянными его содержаниями. Так, в месторождении Маук в трех пробах из 15 он не обнаружен. Максимальные его содержания достигают 80 г/т, в остальных пробах — первые десятки грамм на 1 т. Более высокие содержания висмута отмечаются в рудах с проявлением большей степени кристалличности, характеризующей длительность периода кристаллизации. Среднее содержание висмута в раннем пирите из месторождения Маук составляет 24 г/т. В пиритах Зюзельского месторождения оно колеблется от 12 до 48 г/т, в пиритах из месторождения им. III Интернационала снижается почти до 5 г/т, в Карабаше достигает 48 г/т. Пирротин и халькопирит характеризуются более высокими содержаниями висмута. В медно-цинковой стадии минерализации количества

висмута заметно возрастают. Это хорошо прослеживается на всех месторождениях, даже на месторождении им. III Интернационала, где висмут не относится к числу ведущих редких элементов.

При изучении минералогии колчеданных руд нами встречены следующие минералы висмута: тетрадимит, теллуrowисмутит и очень редко матильдит. Однако проведенное для ряда месторождений изучение корреляционной зависимости между висмутом и теллуром показало отсутствие таковой. Висмута в рудах оказалось больше, чем его может быть связано в теллуридах. Таким образом, формы нахождения висмута в рудах не вполне выяснены, особенно для ранних стадий процесса рудообразования, так как минералы висмута обнаруживаются только в связи с медными парагенезисами — пирротин-халькопиритовым и халькопирит-сфалеритовым. В серноколчеданных рудах ранних стадий минералы висмута не встречаются. В поздних кварц-карбонатных прожилках висмут обычно отсутствует.

Как уже указывалось, в начальной серноколчеданной стадии рудообразования отмечается ограниченный комплекс редких элементов. С появлением в растворах меди, цинка, мышьяка к комплексу редких элементов-примесей присоединяются серебро, индий, германий, кадмий, галлий, таллий. В отличие от селена и теллура, являющихся «сквозными» элементами, сопровождающими серу (в разных формах и концентрациях) во всех стадиях процесса, эти элементы ведут себя совсем иначе. Появляясь в растворах значительно позже, они значительно раньше исчезают из них. Так, индий, кадмий, германий, геохимически наиболее родственные меди и цинку, появляются в растворах вместе с ними и в поздних кварц-карбонатных прожилках практически отсутствуют. Серноколчеданные руды их также не содержат. Сфалериты различных месторождений всегда содержат кадмий. Наименьшие его концентрации свойственны относительно высокотемпературному месторождению Маук (среднее 790 г/т при колебаниях от 440 до 1320 г/т). Наиболее высокие содержания кадмия в сфалеритах группы месторождений им. III Интернационала (до 5100 г/т).

Индий появляется в рудах, по-видимому, на заключительных этапах формирования серноколчеданной стадии. Содержания его повышаются от медноколчеданных руд к медно-цинковым. В сульфиде железа и в магнетите индий накапливается в количествах до 1—2 г/т. Незначительное увеличение (до 3,5 г/т) наблюдается в пирите, находящемся в ассоциации со сфалеритом. Основным его концентратом является сфалерит, причем наиболее высокотемпературные сфалериты (месторождение Маук) содержат наиболее низкие концентрации индия — от 4 до 22 г/т, при среднем 10 г/т. Более низкотемпературные сфалериты месторождения Карабаш содержат уже от 14 до 160 г/т индия при средней концентрации 87 г/т, а сфалериты из месторождения им. III Интернационала — от 20 до 320 г/т, при среднем 126 г/т. Медные минералы

также содержат индий, но в меньших концентрациях — от 6 до 92 г/т. Максимальные концентрации индия в минералах медного ряда отмечаются в халькопирите, для которого характерны и наибольшие средние содержания индия; после халькопирита наибольшие концентрации индия фиксируются в блеклой руде. В борнит-теннантитовой ассоциации все медные минералы несут примерно одинаковые концентрации индия — от 6 до 10 г/т. В пострудных прожилках индий практически отсутствует, встречен он только в одном случае в халькопирите месторождения Карабаш в количестве 13 г/т.

Несколько иная картина характерна для германия. При изучении распределения германия выяснилось, что вмещающие породы некоторых месторождений (им. III Интернационала, Гумешевского) резко обогащены германием (табл. 41); соответственно обогащены им и руды этих месторождений. Вмещающие породы других месторождений резко обеднены германием, и соответственно обеднены им и руды. Особенно наглядно это видно при сравнении таких месторождений, как им. III Интернационала и Карабаш, руды которых сложены сходными (хотя и различными по масштабам проявления) халькопирит-сфалеритовой и борнит-теннантитовой минеральными ассоциациями. Основные концентрации германия в минералах первой ассоциации месторождения им. III Интернационала распределяются следующим образом. В пирит-халькопиритовом парагенезисе лучшим концентратором является халькопирит (от «не обнаружено» до 30 г/т, при среднем 11,7 г/т), в пирите германий не обнаружен. В пирит-сфалеритовом парагенезисе максимальные концентрации устанавливаются в сфалерите: от 4,2 до 88 г/т (среднее по 10 пробам — 39 г/т). Серицит, образующийся одновременно со сфалеритом, содержит от 19 до 59 г/т (среднее 32 г/т). В Карабашских месторождениях германий не обнаружен ни в пирите, ни в блеклой руде, а из трех проб сфалерита зафиксирован только в одной в количестве 3 г/т.

Примерно аналогичная картина имеет место и при сравнении борнит-теннантитовых ассоциаций различных месторождений. В месторождении им. III Интернационала германий содержится в следующих минералах (г/т): в халькопирите в среднем 10, в борните 15,1, в теннантите 17,4, в халькозине — 1 и пирите около 3. Кроме того, обнаруживаются акцессорные включения собственных минералов германия. В месторождении Карабаш халькопирит содержит 1,7 (среднее из 6 проб), борнит 8, сфалерит 6 г/т германия. Собственные минералы его отсутствуют. Таким образом, напрашивается вывод о том, что если не весь германий, то по крайней мере значительная его часть заимствована гидротермальными растворами из вмещающих пород.

Следует сказать и несколько слов о значении борнит-теннантитовой ассоциации в геохимии германия. Считается, что руды именно этой ассоциации являются наиболее перспективными в

Таблица 41

Содержание германия во вмещающих породах колчеданных месторождений Среднего Урала (в g/m)

Породы	Породы, минералы	Месторожде- ние	Колебания содержаний	Сред- нее значе- ние
Вулканогенные	Кварцевый альбитофир	им. III Интер- национала	$\frac{2-6}{5}$ *	4,4
Жильные	Плагноклазовый порфи- рит	То же	$\frac{2-12}{7}$	4,2
»	Диоритовый порфирит	» »	$\frac{26}{1}$	
Гидротермально- метаморфизован- ные	Кварц-серпичитовые сланцы	» »	Следы — 19,1	
Осадочные	Мрамор	Гумешев- ское	$\frac{1-1,2}{2}$	1,1
Интрузивные	Кварцевый диорит	То же	$\frac{1,2-3}{6}$	2,1
Жильные	Порфирит	» »	$\frac{3,2-10}{2}$	6,6
Скарны	Гранатовый скарн	» »	$\frac{2-23}{10}$	9,1
»	Гранат зеленый и бурый	» »	$\frac{3-8}{5}$	4,4
»	Гранат темно-бурый	» »	$\frac{1-19}{5}$	10,8
Интрузивные	Основные (пироксенит и серпентинит)	Маук	Не обн. — 3 $\frac{3}{3}$	2,0
»	Кислые, плагиогранит	»	$\frac{2}{1}$	2,0
Гидротермально измененные	Амфибол-хлоритовый сланец	»	$\frac{1}{1}$	1,0
То же	Роговая обманка	»	$\frac{4}{1}$	4,0
» »	Биотит	»	Не обн. — 2 $\frac{4}{4}$	Не обн.
» »	Вмещающие породы (данные МГУ)	Карабах	2,1	
» »	Вмещающие сланцы	»	Не обн.	

\* В знаменателе количество анализов.

отношении концентрации германия и именно здесь образуются собственные его минералы. Последнее положение, по-видимому, не вызывает сомнений. Однако нам представляется сомнительным, что присутствие борнит-теннантитовой ассоциации может являться показателем перспективности месторождения на германий. Во всяком случае, в колчеданных месторождениях перспективными в отношении германия являются не только борнит-теннантитовые, но и халькопирит-сфалеритовые руды. Наиболее перспективными в отношении германия вообще должны быть месторождения с одновременным проявлением всех ассоциаций и с пространственным их совмещением, при условии, если месторождения залегают в породах, обогащенных германием.

Галлий и таллий в сущности обладают гораздо более резко выраженными литофильными, чем халькофильными свойствами. Именно вследствие этого они в колчеданных месторождениях Урала ведут себя как сугубо рассеянные элементы, не дающие значительных концентраций в сульфидных рудах.

Основные черты геохимии галлия, как известно, определяются кристаллохимической связью с алюминием и цинком и, возможно, в какой-то мере с трехвалентным железом (Вершковская и др., 1960). Широкое распространение алюмосиликатов во вмещающих породах, продуктах их гидротермального изменения и в самих рудах приводит к тому, что галлий практически не образует в рудах повышенных концентраций (кларк галлия  $1,9 \cdot 10^{-3}\%$ ). Химические анализы пород вулканогенной полосы Урала показывают, что из осадочных, интрузивных и вулканогенных образований наибольшие концентрации галлия сосредоточены именно в последних и в продуктах их гидротермального изменения (табл. 42).

Как уже ранее указывалось, главные рудообразующие минералы вне зависимости от принадлежности их к той или иной ассоциации содержат галлий в количествах, не превышающих кларковые: пирит от «не обнаружено» до 5 г/т, халькопирит от 14 до 10 г/т, блеклая руда — от «не обнаружено» до 14 г/т. Наличие в рудах примесей продуктов гидротермального изменения пород приводит к тому, что средние значения содержания галлия в различных типах руд резко не отличаются. Серно- и медноколчеданные руды содержат от 10 до 30 г/т галлия, причем, как правило, вкрапленные руды отличаются содержаниями более высокими, чем массивные. Коротче говоря, основная масса галлия в рудах связана с силикатной частью. В месторождениях со значительным содержанием цинка концентрации галлия в рудах повышаются до 25—68 г/т (им. III Интернационала), однако это характерно не для всех месторождений. Например, сфалерит месторождения Маук содержит галлий в количестве от «не обнаружено» до 3 г/т. Объясняется это тем, что вмещающие породы на месторождении Маук отличаются низким фоном галлиености. Образованию халькопирита и сфалерита предшествовало отложение биотита

Таблица 42

Содержание галлия во вмещающих породах колчеданных месторождений Среднего Урала

Типы пород	Порода	Месторождение	Галлий, г/т
Осадочные	Мрамор	Гумешевское	$\frac{2-2,5}{2}$ *
	Графито-кварц-серицитовый сланец	Маук	$\frac{2-10}{4}$
Интрузивные	Основные и ультраосновные породы	»	$\frac{2-10}{9}$
	Кварцевый диорит	Гумешевское	$\frac{1,5-17,5}{6}$
	Плагиограниты	Маук	$\frac{2-10}{6}$
Вулканогенные	Кварцевый альбитофир	им. III Интернационала	$\frac{30}{1}$
	Порфирит	То же	$\frac{30}{1}$
Продукты гидротермального изменения вулканогенных пород	Кварц-серицит-хлоритовые сланцы	»	$\frac{21-43,8}{10}$

\* В числителе колебания содержаний, в знаменателе количество анализов.

и роговой обманки, которые содержат 50—150 и 15—40 г/т галлия соответственно, а хлорит, сопровождающий рудообразование этой стадии, содержит его только 18 г/т.

Вмещающие породы месторождения им. III Интернационала несколько богаче галлием. Образование кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев в дорудную стадию изменения пород и формирование серноколчеданных сплошных и вкрапленных руд не сопровождалось привнесением галлия. Как показывают результаты химических анализов (табл. 42), содержания галлия в кварц-серицитовых сланцах вполне соизмеримы с содержаниями его в вулканогенных породах. Чистый серицит содержит 31 г/т галлия, а ассоциирующие с ним вкрапленники пирита 1—4 г/т, т. е. много ниже кларка. Образование халькопирит-сфалеритовых руд сопровождалось некоторым увеличением концентраций галлия в рудообразующем растворе: халькопирит содержит его от 1 до 10 г/т, сфалерит от 4 до 73 г/т, но лучшим концентратом галлия является образующийся в эту стадию (после сфалерита)

серицит — до 170 г/т. Серицит этой стадии служит показателем степени галлиеносности рудообразующих растворов; изложенное позволяет характеризовать галлий как элемент, у которого сильнее выражены литофильные свойства, чем халькофильные.

В борнитсодержащих рудах концентрации галлия заметно ниже. Он концентрируется только в сфалеритах, во всех остальных минералах содержания его крайне незначительны и не представляют интереса.

В завершающую стадию процесса (кварц-карбонатную) галлий в сульфидах отсутствует, входя в состав серицита и мусковита в количествах до 38 г/т.

Отсюда следует, что в начальных стадиях гидротермального процесса растворы не несут галлия, появляется он только на более поздних стадиях, и источник его не вполне ясен. Если галлий и привносится гидротермальными растворами, то в очень небольшом количестве и, вероятно, часть его заимствуется из вмещающих пород.

Анализ вмещающих пород, подвергавшихся гидротермальной переработке, и рудных минералов на таллий показывает, что концентрации таллия целиком связаны с гидротермальным рудообразующим раствором. Вмещающие породы содержат таллий либо в кларковых количествах ( $1,3 \cdot 10^{-4}\%$ , по Шоу), либо ниже их.

Привнос таллия начинается в стадию дорудного изменения пород при образовании кварц-серицитовых сланцев. Сланцы всяческого бока рудных тел обычно более богаты таллием по сравнению со сланцами лежащего бока. Основным концентратором таллия при образовании кварц-серицитовых сланцев и вкрапленности пирита (серноколчеданная стадия рудообразования) является серицит, содержащий 20 г/т, в то время как находящийся с ним пирит несет менее 2 г/т таллия.

В процессе образования сульфидных руд халькопирит-сфалеритовой ассоциации намечается четкая приуроченность повышенных количеств таллия к колломорфным разновидностям пирита. В шести проанализированных пробах такого пирита обнаружено от 16 до 530 г/т таллия. Кристаллический пирит этой ассоциации либо не содержит таллия совсем, либо содержит его в концентрациях, не превышающих 15 г/т. В остальных сульфидных минералах содержания таллия немногим превышают кларковые, либо вовсе не обнаруживаются. Правда, в одной (из одиннадцати) пробе халькопирита из месторождения им. III Интернационала установлено содержание таллия 158 г/т. Этот халькопирит находился в ассоциации с колломорфным пиритом и не полностью был освобожден от последнего.

Более поздняя борнит-теннантитовая стадия характеризуется понижением содержаний таллия в минералах и, очевидно, в растворах. Максимальные концентрации здесь несет халькопирит, и они не превышают 4 г/т, обычно они ниже.

В образованиях поздней кварц-карбонатной стадии небольшие количества таллия связаны только с серицитом. В отличном по составу вмещающих пород и несколько иному по составу руд месторождения Маук таллий постоянно присутствует в породах основного ряда в кларковых концентрациях ( $1-2 \cdot 10^{-4}\%$ ). В породах кислого ряда его определено 8 г/т (всего 1 анализ). Типичные окolorудные породы содержат уже 3 г/т таллия. Для серноколчеданной стадии таллий не характерен. Резкое повышение его содержания связано с процессом окolorудного изменения вмещающих пород, предшествовавшим формированию руд медно-пирротиновой ассоциации. Основным концентратором здесь является биотит (17—32 г/т). Повышенные концентрации таллия в биотите подтверждают известную тесную геохимическую связь таллия с калием. В сульфидных минералах этой стадии распределение таллия носит крайне неравномерный характер. Так, в пирротине при обычно низких, но постоянных содержаниях таллия (около 2 г/т) в некоторых пробах отмечаются содержания в 50—60 г/т. То же относится и к находящимся в ассоциации с пирротинем пириту II, халькопириту и сфалериту. Здесь в некоторых пробах таллий не обнаруживается вообще, а в некоторых его содержание составляет  $6-7 \cdot 10^{-4}\%$ . Интересно отметить наличие таллия в магнетите (7 г/т), образующемся при дисульфидизации пирротина. Распределение таллия в минералах показывает, что в процессе формирования месторождения в растворах было два максимума концентраций таллия и что таллий в основной массе привносился рудоносными растворами.

Колчеданные месторождения являются комплексными месторождениями, несущими, кроме основных компонентов — меди, цинка, серы, железа, значительное количество редких элементов, из которых главными являются селен, теллур, серебро и, возможно, висмут. В меньших количествах они содержат кадмий, индий, германий, таллий; галлий для колчеданных руд не типичен. Селен, теллур и серебро относятся к числу «сквозных» элементов, они появляются в гидротермальных растворах на самых ранних этапах и сопровождают их до завершения процесса рудоотложения. Все остальные редкие элементы появляются в рудах на более поздних стадиях и поэтому в серноколчеданных рудах отсутствуют. Источником большинства редких элементов в рудах, несомненно, являются гидротермальные растворы, привносящие и основные компоненты руд. Источником германия в рудах, кроме гидротерм, возможно, являются и вмещающие породы, обогащенные этим элементом. Все редкие элементы колчеданного комплекса находятся в рудах в рассеянном состоянии, изоморфно замеща в них основные компоненты. Теллур, висмут, серебро и германий, кроме изоморфной формы, образуют ряд собственных минералов, пользующихся преимущественным развитием в халькопирит-сфалеритовой и отчасти борнит-теннантитовой ассоциациях.

Селен, теллур, серебро и висмут, находящиеся в рудах ранней серноколчеданной ассоциации, а также в шпиритах более поздних ассоциаций, накапливаются в шпиритных хвостах, при этом практически извлекается только селен в тех случаях, когда шпирит используется для сернокислотного производства.

Наиболее продуктивными в отношении редких элементов являются халькопирит-сфалеритовая и борнит-теннантитовая ассоциации. Медный концентрат, получаемый при обогащении колчеданов, содержит основные количества теллура и серебра, значительные — селена, индия, германия, таллия как за счет изоморфной примеси редких элементов, так и за счет их минералов. Цинковый концентрат несет основное количество кадмия, германия, индия. Значительная часть германия и таллия, находящихся в рудах в виде изоморфной примеси в серицитах и хлоритах и учитывающихся при подсчете запасов, попадает в хвосты и извлечена быть не может.

## КАДМИЙ, ТАЛЛИЙ И ГАЛЛИЙ В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Закономерности распределения кадмия, галлия и таллия в свинцово-цинковых месторождениях до недавнего времени оставались охарактеризованными весьма недостаточно. Между тем в свинцово-цинковых месторождениях содержится основное количество этих элементов-примесей из общего количества заключенного в рудах, и знание закономерностей их распределения имеет большое практическое значение.

Настоящая глава составлена на основании обобщения и анализа нового материала, а также всех других количественных данных, опубликованных в отечественной и зарубежной печати. Как известно, общее количество свинцово-цинковых месторождений чрезвычайно велико. Можно без преувеличения сказать, что месторождения этих металлов наиболее многочисленны и разнообразны. Количество типов свинцово-цинковых месторождений также достаточно велико (Вольфсон, 1952; Захаров, 1955 и др.). Свинцово-цинковые месторождения характеризуются наибольшим разнообразием районов проявления и обстановок рудообразования, особенно в отношении вмещающих пород и температур. Именно поэтому на их примере нагляднее всего вырисовываются геохимические особенности рассеянных элементов и в первую очередь влияние на их распределение вмещающих пород и температурных условий рудообразования. Кроме того, свинцово-цинковые месторождения наиболее интересны еще и потому, что они представляют собой ряд, в котором можно найти все переходы от наиболее высокотемпературных и ранних производных гидротермальных процессов до самых поздних и низкотемпературных образований спорного генезиса.

Наиболее типичным редким элементом-примесью в рудах свинцово-цинковых месторождений, как известно, является кадмий. Закономерности поведения его в различных типах свинцово-цинковых месторождений в связи с этим и рассматриваются первыми.

## КАДМИЙ

### Силикато-сульфидные высоко-среднетемпературные месторождения в скарнах

По содержанию кадмия в сфалерите свинцово-цинковые месторождения, залегающие в скарнах, намного превосходят все прочие типы свинцово-цинковых руд. Среднее содержание кадмия в этом минерале для всего типа, подсчитанное с учетом всех имеющих на сегодняшний день анализов, составляет 5000 г/т (Иванов, 1964). Как увидим далее, это значение в два раза выше по сравнению с таковым для высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в сильно измененных породах.

В табл. 43 сведены данные по кадмиенности сфалеритов из месторождений рассматриваемого типа. Содержание кадмия в сфалерите довольно неравномерное. Сфалерит из месторождений одного и того же района и даже из одного и того же месторождения характеризуется неодинаковой величиной кадмиенности. Причем, чем выше концентрация кадмия в цинковой обманке, тем больше разброс значений минимального и максимального содержания. Так, например, в различных месторождениях Алтын-Топканского рудного поля минимальное содержание кадмия в цинковых обманках составляет 2000 г/т, а максимальное — 14300 г/т. В Курусайском рудном поле эта же величина для различных месторождений изменяется от 2100 до 10800 г/т, а в Кансайском — от 9300 до 10 000 г/т. Вместе с тем, несмотря на такое выдержанное высокое содержание кадмия в сфалеритах из подавляющего большинства месторождений Средней Азии, в месторождении Кургашинокан (Алмалыкское рудное поле) среднее содержание кадмия в сфалерите составляет всего 2900 г/т.

В других рудных провинциях средние содержания кадмия в сфалеритах различных месторождений также в большинстве случаев довольно близки между собой. Гораздо больше различаются по величине кадмиенности сфалериты из месторождений различных районов. Так, среднее содержание кадмия в сфалерите среднеазиатских месторождений (с учетом всех значительных месторождений этого района) равно 7000 г/т, для Казахстана, Японии и Мексики эта же величина равна примерно 4500 г/т, а для Западной Европы и Дальнего Востока, по-видимому, составляет не более 3000 г/т.

С. Т. Бадалов и Н. П. Еникеев (1959), рассматривая поведение кадмия в процессе рудообразования в среднеазиатских месторождениях, сделали вывод, что содержание его в сфалеритах закономерно увеличивается с понижением температуры образования месторождений и что максимальные количества этого элемента приурочены к сфалеритам наиболее поздних стадий минерализации.

Содержание кадмия в сфалеритах из различных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в скарнах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Средние значения	Количество анализов	Исследователь
<b>Средняя Азия</b>				
<i>Алтын-Толканское рудное поле</i>				
Алтын-Толкан	2300—14300	8100	67	Н. В. Нечелюстов и др., Н. Н. Попова, Э. Ф. Минцер (1961 г.)
»	3600—13600	8100	30	М. И. Моисеева (1959 г.)
»	6200—13600	8700	10	С. Т. Бадалов, М. Р. Енике- ев (1959)
Чал-Ата	4500—8000	5060	9	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. По- пова
Таш Гезе	4700—11100	7200	31	М. И. Моисеева (1959 г.)
Таш-Булак	5200—11600	8100	8	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. По- пова
Мышик-Кол	2000—8600	5700	7	Те же
Перевальное	3500—8700	6000	9	»
Орлиная горка	3500—6600	5000	9	»
<i>Курусайское рудное поле</i>				
Курусай-I	7700—10400	9500	5	М. И. Моисеева (1959 г.)
Курусай-I	5000—10500	7400	6	Э. Ф. Минцер, Н. В. Нече- люстов, Н. Н. Попова
»		8300	—	Е. Ф. Зив
Курусай-II	5500—7700	7200	8	М. И. Моисеева (1959 г.)
»	2100—5800	3900	2	Э. Ф. Минцер, Н. В. Нече- люстов, Н. Н. Попова
Туранглы	4900—9000	7100	14	Те же
Западный Джан- гальк	4400—10800	6200	7	Э. Ф. Минцер, Н. В. Нече- люстов, Н. Н. Попова
<i>Кансайское рудное поле</i>				
Кансай	6200—13800	9300	7	М. И. Моисеева (1959 г.)
»	6200—15400	10000	—	С. Т. Бадалов, М. Р. Енике- ев (1959 г.)
<i>Алмалыкское рудное поле</i>				
Кургашинка	2000—1900	2900	40	М. И. Моисеева (1959 г.)
»	1600—3800	3270	14	Н. В. Нечелюстов и др.
<b>Центральный Казахстан</b>				
Кызыл-Эспе	1500—7000	4200	2	Ю. С. Нестерова (1961)
»	2500—7000	4100	3	В. В. Иванов, Н. М. Проко- пенко

Таблица 43 (окончание)

Месторождение	Колебания содержания	Средние значения	Количество анализов	Исследователь
Юго-Восточный Гульдшад	3200—4500	3800	2	Р. П. Шхельдин, В. А. Васильев
»	3000—3300	3100	3	Л. А. Мирошниченко, (1962)
Карагайлы	4700—5900	5600	2	То же
Каскайгыр		4100	—	Ю. С. Нестерова (1961)
»	2000—9500	5500	4	В. В. Иванов
Ақжал	4100—7700	6400	2	Ю. С. Нестерова (1961)
»	—	3260	1	В. В. Иванов
Ақчагыл	2800—5800	4000	4	Ю. С. Нестерова (1961)
»	2500—2700	2600	2	Л. А. Мирошниченко (1962)
Кумышкан	—	2800	8	В. Н. Горохова (1962)
Восточный Казахстан				
Верхне-Убинское	3800—3800	3800	2	О. В. Вершковская
Шеманаихинское	3500	—	1	»
Дальний Восток				
Верхнее (Тетюхе)	2000—2600	2300	2	Л. Н. Хетчиков (1960)
I Советское (Тетюхе)	2700—2900	2800	2	В. В. Иванов
Верхнее (Тетюхе)	1900—2800	2300	2	Н. Н. Попова
То же	4000	4000	2	А. А. Малахов (1962)
Ванчин	7020	—	1	В. В. Иванов
Япония				
Скарновые	1200—8000	4900	7	Мута (1957)
Швеция				
Различные, в том числе скарновые	—	1500	—	Габриэльсон (1945)
Норвегия				
То же	300—5000	3000	10	Офтедаль (1940)
Мексика				
Санта-Барбара	4830—8650	6700	2	К. А. Власов, В. В. Иванов
Санта-Еввалия	2300—6300	4300	2	»
ГДР				
Брайтен-Брюни, Св. Кристоф	2841—4100	3600	3	Куллеруд (1953)
Югославия				
Стантр (Трепча)	1000—3000	2000		А. А. Малахов (1962); Шроль (1954)

Однако привлечение более широкого материала как по Средней Азии, так и по другим районам мира убеждает, что эта закономерность проявляется не во всех случаях, и часто характер поведения кадмия в рудном процессе более сложен.

Увеличение величины кадмиеносности в процессе рудообразования сфалеритов характерно для некоторых месторождений Средней Азии и Центрального Казахстана. Так, например, в месторождении Курусай-I, ранний сфалерит в среднем несколько обогащен кадмием по сравнению с поздним. В то же время в Алтын-Топканском и Тетюхинском месторождениях высокотемпературные и относительно низкотемпературные поздние сфалериты характеризуются одинаковой величиной кадмиеносности. Аналогичная картина типична для месторождений Японии (Muta, 1957).

В других месторождениях содержание кадмия по мере снижения степени железистости сфалеритов несколько увеличивается (некоторые месторождения Средней Азии и Восточного Забайкалья), а для других остается фактически неизменным. Интересно, что в большинстве случаев наиболее высокие содержания кадмия отвечают средней части ряда марматит-клеюфан(сфалериту).

Таким же образом, в одних случаях содержание кадмия несколько выше в сфалерите из наиболее глубоких участков месторождений, в других — в сфалерите из приповерхностных или средних по глубине участков, а иногда оно вообще не зависит от глубины формирования. Поэтому все эти вопросы в каждом конкретном случае требуют специального рассмотрения.

Содержание кадмия в других сульфидных минералах гораздо более неустойчиво, чем в сфалерите. В пределах одного месторождения оно изменяется в несколько десятков раз. Такая же картина иногда имеет место для месторождений одного рудного поля. Однако среднее содержание кадмия в минерале из месторождений одного и того же рудного поля является величиной довольно постоянной. Так, например, содержание кадмия в галените месторождения Алтын-Топкан, по данным Н. В. Нечелюстова и Н. Н. Поповой, изменяется от 30 до 450 г/т, а галениты из смежных месторождений Алтын-Топканского рудного поля несут следующие средние содержания этого элемента: Алтын-Топкан (24 анализа) — 190 г/т, Орлиная Горка (2 анализа) — 110 г/т. В галенитах из месторождений Курусайского рудного поля содержание кадмия изменяется от 20 до 40 г/т.

Средние значения кадмиеносности сульфидных минералов с учетом всех месторождений этого типа выражаются следующими цифрами (в г/т):

Галенит (79 анализов) . . . . .	100
Халькопирит (8 анализов) . . . . .	100
Пирит (7 анализов) . . . . .	10

Важно подчеркнуть, что в месторождениях, обогащенных кадмием, все минералы характеризуются повышенной величиной кадмиеносности. Так, например, его содержание в галените и халькопирите из месторождений Средней Азии в 4—5 раз выше, чем в месторождениях других районов.

### **Силикато-сульфидо-железистые высоко-среднетемпературные месторождения в сильно измененных силикатных породах**

Кадмий — элемент, постоянно содержащийся в сфалеритах и некоторых других минералах силикато-сульфидо-железистых свинцово-цинковых месторождений (табл. 44). Среднее содержание его в сфалерите месторождений этого типа близко к 2000 г/т, т. е. гораздо ниже по сравнению со скарновыми месторождениями, причем во всех районах среднее содержание кадмия в сфалеритах мало отличается от этой величины.

На примере рассматриваемого типа месторождений Восточного Забайкалья и некоторых других районов (Канада) особенно четко устанавливается влияние вмещающих пород на степень концентрации кадмия в цинковых обманках. Так, в Кличкинском районе среднее содержание кадмия в сфалеритах высокотемпературных месторождений, залегающих в сильно измененных карбонатных породах (Мыльниковско-Хоркиринское, Мелентьевское, Кличкинское), более двух раз выше, чем в сфалеритах из силикатных пород, и составляет в среднем в сфалерите из карбонатных пород 4500 г/т и в сфалерите из силикатных пород — 1900 г/т.

Детальное изучение кадмиеносности месторождений Кличкинского рудного узла показывает, что в них имеется определенная зависимость между содержанием Fe, Mn, Zn в сфалерите и временем его образования, с одной стороны, и степенью кадмиеносности, с другой (Мейтув, 1962; Иванов, Мейтув, 1965). Так, например, среднее содержание кадмия в поздних относительно мало-железистых сфалеритах месторождения Савинского № 5 в три раза выше, чем в ранних, обогащенных железом, и составляет в сфалерите I генерации 1400 г/т и в сфалерите II генерации 4100 г/т.

Однако такая зависимость проявляется, по-видимому, не во всех месторождениях. Так, Эдвардс (Edwards, 1955) утверждает, что в месторождении Брокен-Хилл концентрация кадмия в сфалеритах в общем падает по мере снижения в них количества железа и температуры образования. В результате этого более поздние разновидности цинковых обманок из этого месторождения обеднены кадмием. Однако этот исследователь, скорее всего, изучал самые поздние, по существу вторичные, переотложенные разновидности сфалеритов, которые, как будет показано далее, почти всегда значительно обеднены кадмием.

Данные по кадмиеносности других минералов из высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений в силикатных по-

Таблица 44

Содержание кадмия в сфалеритах из различных свинцово-цинковых месторождений, залегающих преимущественно в сильно измененных силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество анализов	Исследователь
Восточное Забайкалье				
Савинское № 5	1200—1800	1400	9**	Г. М. Мейтув
»	2800—5400	4100	2***	»
Почекуевское	1000—2100	1500	8	»
Чупинское	1300—1900	1600	5	»
Каменское	2300—5800		5	»
Северная Шахта	2400—3100	2700	3	»
Мыльниковско-	3000—4500	3500	6**	»
Хоркиринское *	5100—5300	5200	3***	»
Мелентьевское *	3800—4400	4100	5**	»
»	5700—7900	6800	2***	»
Кличкинское *	4200—4400	4300	7	»
Средняя Азия				
Ак-Тюз	1700—2100	1900	3	Н. В. Нечелюстов, В. В. Белевитин
США				
Франклин-Фернес	360—5000	2600		Куллеруд (1953), Офтедаль (1940)
Швеция				
Эммебери	1200	—	1	Е. Е. Захарова, В. В. Иванов
Австралия				
Брокен-Хилл	2000	2000	(3)	Эдвардс (1955)
»		2000	—	» »
»	2040	—	1	В. В. Иванов (1953)
»	1400	—	1	
Мексика				
Найка	2700—2100	—	2	К. А. Власов, В. В. Иванов
Канада				
Сулливан	4000	—	1	Томпсон (1945)
Тетролт	1900	—	1	Куллеруд (1953)
Амулет	1300	—	1	» »
Калумет Айленд	1900	—	1	» »

\* Месторождения, залегающие в сильно измененных карбонатных породах.

\*\* Ранние сфалериты.

\*\*\* Поздние сфалериты.

родах имеются только для Восточного Забайкалья. В среднем для всех месторождений этого района при небольшом разбросе крайних значений они выражаются следующими цифрами (в г/т): халькопирит — 50; галенит — 30; буланжерит — 10.

## Сульфидо-железистые среднетемпературные месторождения, залегающие в различных породах

Содержание кадмия в сфалерите этих месторождений изменяется довольно значительно (табл. 45). Так, например, для наиболее обогащенных кадмием различных свинцово-цинковых среднетемпературных месторождений Средней Азии содержание его колеблется в среднем от 1700 г/т (Боорду, Гудас) до 8000 г/т, а по данным М. И. Моисеевой, до 10100 г/т (Сардоб). Наиболее выдержано среднее содержание кадмия в сфалеритах из месторождений Средней Азии, залегающих в верхнепалеозойских эффузивах (Лашкерек, Чукур-Джилга, Замбарак и др.) — около 5000 г/т.

Среднее содержание кадмия в среднетемпературных свинцово-цинковых месторождениях Средней Азии составляет 4500 г/т (Иванов, 1964). Среднеазиатские среднетемпературные свинцово-цинковые месторождения залегают в различных силикатных породах. Такими же средними содержаниями кадмия характеризуются сфалериты из залегающих в силикатных породах свинцово-цинковых месторождений Средней Европы и Японии. Во всех остальных рудных провинциях величина кадмиеносности сфалеритов в сходных месторождениях значительно ниже, причем содержание кадмия в месторождениях даже одного района варьирует в очень широких пределах.

Среднее содержание кадмия в сфалерите из среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в изверженных породах, песчаниках и сланцах, с учетом всех месторождений, составляет около 3000 г/т. В сфалерите из месторождений, залегающих в эффузивно-осадочных породах, содержание кадмия равно 2500 г/т, а в сфалерите из карбонатных пород — 2000 г/т. Причем содержание кадмия в цинковых обманках из месторождений в тех и других вмещающих породах различных рудных провинций отличается довольно существенно (табл. 45, 46, 47).

Таким образом, степень кадмиеносности сфалеритов в среднетемпературных свинцово-цинковых месторождениях зависит не столько от характера вмещающих оруденение пород, сколько от геохимических особенностей конкретной металлогенической провинции. Вместе с тем возможно, что в пределах отдельных металлогенических провинций состав пород оказывает существенное влияние на величину кадмиеносности сфалеритов. Это, например, если судить по данным Н. А. Читаевой, имеет место в Восточном Забайкалье, где сфалерит из силикатных пород содержит 1800 г/т, а из карбонатных пород — 2700 г/т кадмия. Для других районов таких сопоставлений произвести невозможно из-за отсутствия соответствующих данных. Однако можно утверждать, что для этого типа месторождений указанный фактор не оказывает решающего влияния на величину концентрации кадмия. Об

## Содержание кадмия в сфалерите среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений в силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержаний	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
Средняя Азия				
Боорду	200—3200	1700	12	Н. В. Нечелюстов, В. В. Белевитин, В. В. Иванов, А. А. Малахов (1962)
Гудас	400—4300	2400	23	А. А. Малахов (1962), М. И. Моисеева (1953), Ю. С. Нестерова (1961), Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова, Э. Ф. Минцер
Сардоб	2200—10100	8000	8	
»	8100—19100	10900	13	М. И. Моисеева (1953)
Янги-Кан	4100	—	1	Н. В. Нечелюстов
»	6200	—	1	М. И. Моисеева (1953)
Кан-и-Мансур	5800	—	2	Н. В. Нечелюстов
Такели	4900—5600	5300	2	»
Чукур-Джилга	4600—8400	5300	8	»
То же	5200—5900	5600	2	А. А. Малахов (1962)
» »	5800	—	1	В. В. Иванов
Замбарак	3000—7700	5000	6	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова
»	6100—8300	6900	3	А. А. Малахов (1962)
Тырыэкан	4200	—	1	» »
Западная Каптархана	6200—7400	6600	3	М. И. Моисеева (1953)
Уч-Очак	6600—7800	7200	7	» »
»	7300—7800	7500	3	А. А. Малахов (1962)
Лашкерек	2500—6900	5700	5	А. А. Малахов (1962)
»	3300	—	1	Ю. С. Нестерова (1961)
Терекликан	4000	—	1	
Айгыр-Булак	3800—5800	4500	5	М. И. Моисеева (1953)
Акташ	6000—11500	8700	4	» »
Сасыксай	6800—7000	6400	2	» »
Средний Гайнаккан	5400	—	1	» »
Восточный Гайнаккан	2800	—	1	» »
Кен-Шаньк	1200—3200	2800	3	Б. В. Бродин (1961)

## Восточное Забайкалье

Покровское	1600—3800	2200	9	Н. А. Читаева
------------	-----------	------	---	---------------

Таблица 45 (продолжение)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
<b>Кавказ</b>				
Садон	1100—1700	—	2	В. В. Иванов, Г. М. Мейтув
»	800—3200	2200	5	Ю. С. Нестерова (1961)
»	1300	—		Данные М. С. Бацланова
»	1860	—	62	Черукури Боррещвара Рао (1961)
»	200—3500	1700	10	Н. М. Прокопенко
Эгид	2140	—	32	Черукури Боррещвара Рао (1961)
»	1600—4300	3200	2	Н. М. Прокопенко
Уаза-Хох	1800	—	1	Ю. С. Нестерова (1961)
Ход	1360	—	1	В. В. Иванов
Холст	—	1600	21	Черукури Боррещвара Рао (1961)
»	1940	—	1	В. В. Иванов
Захребтовое	—	1200	5	»
Северокавказское	—	1900	3	»
Эльбрусское	2100—11700	6500	4	Г. И. Бочарова
Эльбрусское	7490	—	1	В. В. Иванов
Мериси	3000	—	1	Ю. С. Нестерова (1961)
Камышло	100—3500	10900		Г. В. Цинцадзе и др. (1960); Т. Д. Багратишвили (1961)
»	18000	—	4	Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе
Айтзорское	2500—2800	2700	2	В. В. Иванов
Самтреди	800	—	4	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамадзе
Питарети	8100	—	8	То же
Дамблудское	3600	—	17	» »
<b>Северо-Восток СССР</b>				
Булатское	70—3200	7700	3	В. В. Иванов
Мангазейское	2200—3200	2700	2	»
То же	2200—4400	3300	2	А. В. Вихерт и др. (1961)
Кельтер	1400	—	1	» » »
Болбукское	1500—2700	2100	2	В. В. Иванов
Зарница	1400—3200	2000	6	Б. Л. Флеров, Д. А. Дорофеев (1963)

Таблица 45 (продолжение)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
Кутинское	1800—2500	2000	4	Б. Л. Флеров, Д. А. Дорофеев (1963)
Джетаньинское	2000	—	1	То же
Урочемское	3600	—	1	» »
Верхнеменкенское	1900—3600	2700	5	» »
Алтайское	4200—5000	4600	2	» »
Б о л г а р и я				
Маджарово	3100—4200	3600	2	В. В. Иванов, Т. Г. Радонова
	4800 (вюртцит)	—	1	Т. Г. Радонова, А. Г. Атанасов (1962)
Бориева	3200—3400	3300	4	г. Киров, И. Минчева-Стефанова (1962)
Крушев Дол	2100—4200	2700	3	К. Ф. Кузнецов и Б. Д. Богданов (1960)
Петровица	3300	—	1	То же
Барам	3100	—	1	» »
Голям Палас	2000	—	1	» »
Гюдюрска	2000	—	1	» »
Д. Петровица	1700	—	1	» »
Караалиевское	1700	—	1	» »
В о с т о ч н ы е А л ь п ы				
Месторождения района Чима д'Эста	1000—5000	2400	3	Шроль (1954)
	5000—8000	6000	11	» »
Г Д Р				
Фрейберг	3000—10000	6000	2	Бауманн (1958)
	3400	—	1	В. В. Иванов
Андреасберг	1600—2800	2200		»
Ч е х о с л о в а к и я				
Пришбрам	5000—10000	7000	2	В. В. Иванов (1954)
	1000—1500	1200	2	А. А. Ясинская (1951)
С е в е р н а я Е в р о п а				
Герцинские месторождения Средней Европы (Брейтенбрюн, Шварценберг, Шарфенберг, Клаусталь, Георгенталь)	500—10000	6000	7	Шроль (1954)

Таблица 45 (окончание)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Кол-во ст. о образцов	Исследователь
С Ш А				
Колорадо	2500—6700	3300	28	Симс (1961)
Я п о н и я				
Месторождения префектуры:				
Фукуока	200—3500	2200	7	Мута (1958)
Оита	3300—6900	5000	13	» »
Миязаки	1600—9200	7000	6	» »
Нагасаки	1800—4300	3500	11	» »
Коюшима	2400—9000	5000	3	» »
Ойцуми (префектура Ямагата)	500—4000	1000	58	Такахаси, Отсу
К а н а д а				
Кено-Хилл Галено-Хилл)	7100—11600	—	11	Бойль (1964)

этом, в частности, свидетельствуют значения средних величин кадмиеносности сфалеритов из силикатных и из карбонатных пород.

Закономерности поведения кадмия в процессе рудообразования для рассматриваемых типов месторождений наилучшим образом изучены для кварц-силикато-сульфидных свинцово-цинковых месторождений. Для них, так же как и для высокотемпературных силикато-сульфидных месторождений, закономерности поведения кадмия не остаются постоянными, что зависит от парагенезиса кадмийсодержащих минералов, условий их кристаллизации и, вероятно, от ряда других причин.

В одних месторождениях величина кадмиеносности сфалеритов несколько увеличивается к концу рудного процесса (Эльбрус — данные Г. И. Бочаровой; Фрейберг — Вауманн, 1958; месторождения Рудного Алтая — Гармаш, 1960, 1964), в других — к середине (Покровское — данные Н. А. Читаевой; Верхне-Менкеченское — Б. Л. Флеров и др., 1963 г.), а в третьих, наоборот, по мере развития рудного процесса она снижается (Якутия — Иванов, 1964; Нерчинские месторождения — Кузнецов, 1964; Ойцуми — Япония, Мута, 1958). Однако наиболее часто степень кадмиеносности различных генераций сфалеритов из одного и того же месторождения в общем остается неизменной, хотя и подвержена некоторым колебаниям даже в пределах одной генерации. Примеров месторождений, в которых ранние и поздние цинковые обманки

Таблица 46

Содержание кадмия в сфалеритах среднетемпературных колчеданно-полиметаллических месторождений (в г/т)

Районы	Месторождение	Колебания содержания	Исследователь
Рудный Алтай	Золотушинское	2200—4500	Б. И. Вейц и др. (1957) и данные А. А. Гармаша и В. Д. Баранова (ИМГРЭ)
	Зыряновское	2500—3300	
	Лазурское	1700—2700	
	Березовское	(2200)	
	Белоусовское	1600—3000	
	Греховское-II	2600—4900	
	Лениногорское	2200—4800	
	Змеиногорское	1900—5300	
	Карамышевское	2700—3200	
	Николаевское	(2900)	
Заводинское	(2500)		
Путинцевское	2800—3100		
Салаир	Спорное	870—2200	Данные Западно-Сибирского геологического управления
	Слепое	1300—2200	
	Троицкое	850—1400	
	Первомайское	1700—2500	
	Александровское	(1300)	
Третий рудник	1100—1400		
Джунгарский Алатау	Такели	1000—1800	Г. М. Тарасевич (ИМГРЭ)
Юго-Восточная Европа	Месторождения группы Крейцек	300—3000	Шрольц (1954)
	Месторождения зоны Грауваккер	1000—5000	
	Масса Маритима	(3000)	
	Монтебеккио	(10 000)	
	Мегген	(50)	
Швеция	Ренстрем, Лонгаль и другие месторождения района Скеллефте	700—25 000	Куллеруд (1956)

несут весьма близкие концентрации кадмия, довольно много: это месторождения Нерчинско-Заводского района Забайкалья (Кузнецов, 1959), Средней Азии (Нечелюстов и др., 1962; Бродин, 1961); Северного Кавказа (Черукурри Боррещвара Рао, 1961); Маданского района Болгарии (Киров и др., 1962).

Таблица 47

Содержание кадмия в важнейших минералах свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья (в г/т)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания	Количество проб	Исследователь
Запокровское	Сфалерит	(2000)	7	Н. А. Читаева (1962)
Гурулевское	»	(2800)	1	» (1962)
Благодатское	»	600—2400 (1800)	10	К. Ф. Кузнецов (1963)
	Галенит	20—70	4	» (1963)
Мальцевско-Килгинское	»	(50)	2	» (1963)
Акатуевское	Сфалерит	1000—2600	9	Г. М. Мейтув (1960)
	Буланжерит	16—64	2	» (1960)
Кадаинское	Сфалерит	950—2300	4	Н. А. Читаева (1960)
		1900—3400	4	О. П. Полякова (1963)
	Галенит	50—100	5	Н. А. Читаева (1962)
Резановское	Сфалерит	1100—3200 (2600)	5	К. Ф. Кузнецов (1963)
	Галенит	30—780	4	» (1963)
Воздвиженское	Сфалерит	900—2500 (1700)	11	» (1963)
	Галенит	Не обн. — 80	14	» (1963)
Екатерино-Благодатское	Сфалерит	2000—3500 (2300)	16	» (1963)
	Галенит	10—60	8	» (1963)
	Геокронит	Не обн. — 130	6	» (1963)
Спасское	Сфалерит	1000—2000 (1700)	12	» (1963)
	Буланжерит	50—250	5	» (1963)
Центральное	Сфалерит	600—2700 (1600)	15	» (1963)
	Галенит	30—50	6	» (1963)
	Бурнонит	140	4	» (1963)
	Буланжерит	Не обн. — 120	11	» (1963)
Октябрьское	Сфалерит	800—2700 (2200)	22	» (1963)
	Галенит	10—50	3	» (1963)
	Буланжерит	Не обн. — 260	5	» (1963)
Смирновское	Сфалерит	1600—1900	2	Н. А. Читаева (1962)

Степень железистости сфалеритов сама по себе также не оказывает решающего влияния на величину их кадмиеносности. Наилучшим образом для рассматриваемых месторождений это можно видеть на примере месторождений Японии (Muta, 1958), в которых в одних случаях более высокой величиной кадмиеносности характеризуются маложелезистые сфалериты, тогда как в других (Фуке, Ирики) кадмием богаче железистые сфалериты. Интересно, что образцы наиболее поздних цинковых обманок, взятые из друзовых пустот месторождения Ойпуми, содержали наиболее низкие концентрации кадмия (700 г/т), что, вероятно, объясняется их образованием в результате переотложения. Таким образом,

характер поведения кадмия в среднетемпературных свинцово-цинковых месторождениях зависит не от типа месторождения, а от геохимических особенностей металлогенической провинции и от состава и условий образования конкретных минеральных парагенетических ассоциаций.

Кроме сфалерита, как и в других типах рассматриваемых месторождений, кадмий содержится в галените и халькопирите, а также в блеклых рудах, сульфосолях свинца и некоторых других сульфидах. Важно подчеркнуть, что степень кадмиености минералов в ряде случаев зависит и от парагенезиса. Так, например, галениты некоторых месторождений Якутии из бессфалеритового парагенезиса оказались значительно обогащенными кадмием (Иванов, 1961). Такая же закономерность, по данным Богданова (1962), имеет место в месторождениях Маданского района Болгарии и, вероятно, характерна для других рудных провинций. В связи с этим содержания кадмия во всех сульфидных минералах изменяются в довольно широких пределах — от «не обнаружено» до сотых и от следов до десятых долей процента. Однако, в среднем, за некоторыми исключениями, для одного и того же минерала из разных месторождений одного района, а также из месторождений различных районов порядок величин кадмиености сохраняется. В большинстве случаев он близок к значениям средних генеральных содержаний кадмия в минералах, которые составляют для среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений в целом ( $g/t$ ):

Галенит	(139 анализов)	. . .	120
Халькопирит	(31 » )	. . .	40
Блеклая руда	(6 » )	. . .	450
Буланжерит	(3 » )	. . .	120
Пирротин	(3 » )	. . .	25
Пирит	(3 » )	. . .	20

В галенитах и халькопиритах некоторых месторождений иногда отмечаются аномально высокие концентрации кадмия, что, скорее всего, связано с наличием примеси собственных минералов этого элемента. Так, например, халькопирит из месторождений Мериси (Кавказ) содержал 1200  $g/t$  кадмия (Иваницкий, Везиришвили, 1961), а этот же минерал из Буронского месторождения (Кавказ) — до 850  $g/t$  кадмия. Галенит из обогащенного кадмием месторождения Сордоб (Средняя Азия), по данным Н. В. Нечелюстова и др. (1959), содержал до 1700  $g/t$  кадмия.

Однако подобные аномалии встречаются редко и один и тот же минерал из различных типов среднетемпературных свинцово-цинковых руд характеризуется довольно близкими величинами кадмиености.

## Карбонато-(барит, флюорит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в карбонатных породах

В низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в наиболее слабо измененных карбонатных породах, кадмий, как и в других свинцово-цинковых месторождениях, пользуется повсеместным распространением. Он присутствует во всех месторождениях главным образом в сфалеритах, в которых находится в повышенных количествах: от 1000 до 7450 г/т в месторождениях СССР и от 300 до 35000 г/т в месторождениях зарубежных стран (табл. 48). Среднее содержание кадмия в цинковых обманках с учетом всех изученных месторождений равно 3000 г/т.

По имеющимся данным в рассматриваемых месторождениях различных районов СССР содержания кадмия в сфалерите чаще всего невелики. Так, например, для месторождений Каратау они составляют в среднем не более 2500 г/т, в таком же количестве наиболее часто содержат кадмий сфалериты месторождений Кавказа (Иваницкий и др., 1959<sup>1,2</sup>).

Специальных исследований кадмиеносности низкотемпературных месторождений СССР не производилось. Однако установлены некоторые закономерности распространения кадмия в рудах. Так, например, в Ачисайском месторождении, по данным С. А. Юшко, концентрация кадмия наиболее высока в сфалерите III генерации, которая вместе с пиритом и галенитом составляет основную массу рудных тел и является наиболее железистой. Вместе с тем, эта разница незначительна и величина кадмиеносности различных генераций ачисайских сфалеритов в общем довольно близка (от 2000 до 2900 г/т).

Кадмиеносность сфалеритов в Ачисайском месторождении, по данным А. С. Жуковой, не зависит от степени их железистости: отношение Fe: Cd меняется в широких пределах (от 18 до 0,3). Все же маложелезистые сфалериты незначительно обогащены кадмием.

Сведения по кадмиеносности низкотемпературных месторождений других рудных районов СССР практически отсутствуют, если не считать данных С. Б. Бакирова о наличии кадмия в сфалеритах месторождений Западного Прибалхашья в количестве 1000—2000 г/т и сообщения Т. В. Иваницкого и др. о незначительной кадмиеносности сфалеритов Дзышринского месторождения (Кавказ), причем в последнем месторождении наиболее высокие концентрации кадмия приурочены к вюртциту.

Сведения о распространении кадмия в зарубежных низкотемпературных месторождениях свинца и цинка, залегающих в карбонатных породах, также довольно ограничены (табл. 48). Закономерности распределения кадмия в Силезско-Краковских

Содержание кадмия в сфалеритах низкотемпературных месторождений в наиболее слабо измененных карбонатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
<b>Ю ж н ы й К а з а х с т а н</b>				
Миргалимсай	2000—2700	2300	2	В. В. Иванов
»	1600—2100	1800	2	А. С. Жукова
Смена	1600	—	1	С. А. Юшко (1963 г.)
»	2030—5790	3900	2	В. В. Иванов
Дарбаза	7450	—		»
Теректы	2800	—	1	А. С. Жукова
Ачисай	1080—2700	1600	2	В. В. Иванов
»	1000—4000	2500	2	С. А. Юшко
»	2000—2960	2300	4	А. С. Жукова
Карасай	2360	—	1	»
»	3270	—	1	В. В. Иванов
Западное Прибалхашье	1000—2000	—	—	С. Б. Бакиров (1962)
<b>К а в к а з</b>				
Дзышра	1700	—	15	Т. В. Иваницкий, Н. Д. Гварамдзе, 1959
<b>П о л ь с а</b>				
Нова Вес (Верхняя Силезия)	7000—35000	21000	2	Гаранчик (1957)
Злоты Исток	10000	—	1	То же
Иновроцлав	4000	—	1	»
Бытом	2000—30 000	8000	8	»
Явожно	800	—	1	»
Хрзанов	2000	—	1	»
Длужоццын	7000	—	1	»
Жигота	6000	—	1	»
Псари	6000	—	1	»
Болеслав	3500—9000	6700	6	»
Стрыхмижуце	2000	—	1	»
Тарновске-гуры	1000	—	1	»
Метек	5000	—	1	»
Сежев	800	—	1	»
<b>А в с т р и я</b>				
Месторождения Северного Триса	1000—10000	3000	14	Шролль (1954)

Таблица 48 (продолжение)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
Центральная Европа				
Аахен, Шмальграф	500—1000	700	2	Шроль (1954)
Лафатч	1000—5000	3000	5	То же
Миесс	500—300	2000	6	»
Райбл	500—1000	2700	6	»
»	720	—	1	В. В. Иванов
Горно, Бергамо	3000	—	2	»
Бляйберг	300—3000	2000	6	Шроль (1954)
»	1140—3500	2300	2	В. В. Иванов
Кройт	500—5000	2300	15	Шроль (1954)
Миттерберг	1000—5000	3000	6	То же
Бинненталь	300	—	2	»
Юго-Восточная Европа				
Трзбионка	5000	—	1	Шроль (1953)
Вислох Нассау	500	—	1	То же
Браубах	7120	—	1	В. В. Иванов
Англия				
Месторождения Северных Пеннин	1000—3000	1400	8	Шацли и др. (1957)
Месторождения Южных Пеннин	3000—10000	6000	2	То же
Дербшир	7000	—	1	В. В. Иванов
Кумберленд	2500	—	1	»
Флинтшир	5000—1000	8000	12	Шацли и др. (1957)
Франция				
Малин	1650—2160	1800	3	В. В. Иванов, Е. Е. Захаров
США				
Джоплин	1000—3000	2500	3	Шроль (1954)
»	4500	—	1	Куллеруд (1953)
Галена	1000—3000	2500	3	Шроль (1954)
Оклахома	4170	—	1	В. В. Иванов
Картервилль	3000	—	1	Офтедаль (1940)

Таблица 48 (окончание)

Месторождение	Колебания содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
Картервилль	5000	—	1	Шроль (1954)
Джаспер Сити	5000	—	1	То же
Лазалле, Лейк Крик	3000—5000	4000	2	»
Грей	1800	—	1	Куллеруд (1953)
Хоскинс	500	—	1	То же
Тифлени	800	—	1	»
Томпсон	1400	—	1	»
Родхам	1000	—	1	»
Шуотсбюри	1000—1800	1300	3	»
Испания				
Астурия д'Етран	1000—3000	2000	2	Офтедаль (1940)

месторождениях выявил Гаранчик (Harančzyk, 1957, 1960). Среднее содержание кадмия в цинковых обманках из месторождений Верхней Силезии, по его данным, составляет около 4000 г/т. Им установлено (Harančzyk, 1962), что в рудах Бытомской мульды и Олькушского района присутствуют две разновозрастные генерации цинковой обманки. Ранний сфалерит I генерации имеет зернистую структуру и содержится либо в виде вкрапленности в доломитах, либо подстилает колломорфные сульфидные образования в корковых рудах. В нем содержится от 2000 до 7000 г/т кадмия (в среднем 3700 г/т). Цинковая обманка II генерации образует крустификационные корковые текстуры и колломорфные структуры.

В составе сфалеритовых образований обычно наблюдается несколько последовательных слоев, в составе которых содержится вюртцит и которые отличаются различным строением, свойствами и химизмом. Содержание кадмия в скорлуповатой цинковой обманке II генерации обычно выше, чем в более ранней зернистой. Раздельное изучение слоев, сложенных различными разновидностями цинковой обманки, показало, что наиболее высокие концентрации кадмия (10000 г/т) приурочены к внутреннему слою, представленному коричневой радиально-зернистой зональной сфалерит-вюртцитовой массой, а наименьшие — к железистой сфалерит-вюртцитовой массе из внешних прослоев (500 г/т). Сфалерит из промежуточных слоев, представленный бело-желтой массой брункита, содержит 1200—4500 г/т кадмия. Характерно, что по мере того, как сфалерит-II приобретает все более отчетливые следы коллоидного происхождения, содержание кадмия в

нем снижается. Интересно, что бедная кадмием разновидность цинковой обманки содержала высокие концентрации железа, мышьяка, галлия, сурьмы и германия, а наиболее богатая — повышенные количества меди и галлия.

Среднее содержание кадмия в скорлуповатых цинковых обманках, которые наиболее широко распространены в силезско-краковских рудах, составляет для месторождений Верхней Силезии около 5000 г/т. Наиболее высокая концентрация кадмия характерна для вюртцита (12 000—30 000 г/т). Среднее содержание для всех разновидностей цинковых обманок Силезско-Краковского района — не менее 5000 г/т, причем примеси гринокита ни в одном случае не установлено.

Рассматривая закономерности поведения кадмия в месторождениях Силезско-Краковской рудной провинции, Гаранчик (1957) подметил, что для этих месторождений характерен антагонизм между кадмием, серебром, медью, а также галлием и марганцем, с одной стороны, и мышьяком, германием, молибденом и таллием — с другой, выражающийся в том, что высокие концентрации элементов первой группы, как правило, не встречаются совместно с элементами второй. По мнению Гаранчика, минералы, содержащие высокие концентрации элементов первого комплекса, образовались из щелочных рудообразующих растворов.

Произведенное автором изучение красно-коричневого кристаллического сфалерита из месторождений Райбл полностью подтвердило вывод Гаранчика и показало, что и в этом месторождении между кадмием и галлием, с одной стороны, и таллием и германием — с другой, имеет место обратная зависимость. Так, содержания этих элементов в сфалерите равны (в г/т): кадмий 720, галлий 1, таллий 1050, германий 520.

Весьма близкие данные по распределению кадмия в низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях миссисипского типа пермо-триаса Восточно-Альпийской геосинклинали Европы получил еще раньше Шролл (Schroll, 1952, 1953, 1954). Он пришел к выводу, что для кадмия отмечается связь в цинковых обманках с галлием и серебром в том смысле, что образцы, обогащенные кадмием, обычно содержат повышенные концентрации галлия и серебра. Зависимость же между кадмием и железом, марганцем антибатная.

Среднее содержание кадмия в изученных Шроллом месторождениях Юго-Восточной Европы оказалось весьма низким (2500 г/т). Несмотря на это, так же как и в месторождениях Силезско-Краковского района, в месторождениях Италии, Австрии, Швейцарии и т. д. максимальные концентрации кадмия (30000 г/т) характерны для вюртцитов. Что касается общих черт поведения кадмия в рудном процессе (Schroll, 1954), то в месторождениях Бляйберг-Кройт наиболее ранние цинковые обманки оказались обедненными кадмием, как, впрочем, и самые поздние. В связи

Таблица 49

Содержание кадмия в сфалеритах из низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений в наиболее слабо измененных силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебание содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
<b>Кавказ</b>				
Верхняя Квайса	750—2400	1500	4	В. В. Иванов
То же	—	2100	22	Т. В. Иваицкий, Н. Д. Гварамдзе (1960)
»	3100 *	—	1	Т. В. Иваицкий, Г. В. Цинцадзе, (1959)
»	1800	—	1	Ю. С. Нестерова, (1961)
Месторождения Нижней Сванетии	770—6000	3200	19	Т. В. Иваицкий, Н. Д. Гварамдзе (1960)
Хвамли	6000	—	17	То же
Айтзорское	2500	—	1	В. В. Иванов
Месторождения Аджарии	3400—5900	4300	49	Т. В. Иваицкий, Н. Д. Гварамдзе (1960)
<b>Донбасс</b>				
Месторождения Нагольного кряжа	3500—7700	6000	4	А. А. Якжин (1945)
То же	1540—8320	4500	6	В. В. Иванов
<b>Таймыр</b>				
	40—2760	1400	2	В. В. Иванов
<b>Средняя Азия</b>				
Наугарзан	4780—5600	5100	2	О. О. Вершковская, В. В. Иванов
Такоб	5900—8400	7100	2	То же
»	2730	—	1	»
»	4000	—	1	А. А. Малахов (1961)
Иокуньж	3700	—	1	А. А. Малахов (1962)
»	1650	—	1	В. В. Иванов
Дарайсо	270	—	1	»
Арпаклен	600	—	1	»
Чашлы	3800—5600	4700	2	М. П. Моисеева (1959)
Лачин-Хана	—	2900	?	Э. А. Дуин-Барковская (1963)
<b>Закарпатье</b>				
Берегово	730—1700	1300	4	В. В. Иванов, О. В. Вершковская

Таблица 49 (окончание)

Месторождение	Колебание содержания	Среднее значение	Количество образцов	Исследователь
Шевчуковское	2400—4470	3400	2	В. В. Исапов, О. В. Вершковская
Раховское	1830	—	1	То же
А н г л и я				
Лейк Дистрикт	2000—3000	2400	4	Шацли и др. (1957)
Ланрвест, Каерн	2000—3000	2500	2	То же
Шропшир, Кардиган	3000—10000	4000	14	»
И р л а н д и я				
Баллулицкай	2000	—	1	Шацли и др. (1957)
П о р т у г а л и я				
Раназгуера	3000	—	1	Шацли и др. (1957)
Н и г е р и я				
—	7000	—	3	Шацли и др. (1957)
Ц е н т р а л ь н а я   Е в р о п а				
Аксельальпе (Тауэри)	3000—5000	4300	3	Шроль, 1954

\* Анализ вюрцитга (Иваницкий и Цинцадзе, 1959).

с этим подчеркиванием, что обеднение кадмием, иногда весьма резкое (до 300—500 г/т), наиболее поздних скорлуповатых и землистых цинковых обманок явление, как мы видели, довольно обычное и связано с переотложенным (вторичным) характером этих образований. Такой генезис, вероятно, следует приписать бедным кадмием наиболее поздним генерациям цинковых обманок из Райбла, Вислоха и Бинненталя.

Сведения о распространении кадмия в низкотемпературных свинцово-цинковых рудах других регионов еще малочисленней и ограничиваются лишь спектроскопическими данными, приведенными в работах Шацли, Шроля, Куллеруда, Офтедаля и некоторых других исследователей, а также единичными химическими определениями авторов.

Эти данные свидетельствуют о том, что свинцово-цинковые месторождения телетермального типа за редким исключением содержат незначительные концентрации кадмия. Так, среднее содержание кадмия в сфалеритах составляет: по некоторым месторождениям США штатов Миссури, Иллинойс и Висконсин около 2000 г/т; месторождению д'Етран (Испания) — 2000 г/т; месторождению Малин (Центральная Франция) — 1800 г/т, по место-

рождениям Северных Пеннин (Англия) — 1400 г/т. И только в месторождениях Южных Пеннин и Флинтшира содержание кадмия в сфалеритах достигает очень высоких величин — 6000—8000 г/т.

Так же, как средние содержания кадмия в сфалеритах из месторождений различных районов, меняются и закономерности его поведения. Так, например, по данным Шролля (1954), в месторождении Джоппин в вюртците обнаружены наименьшие содержания кадмия (около 1000 г/т), тогда как в сфалеритах этого же месторождения в среднем содержится 3000 г/т кадмия. Низкое содержание кадмия характерно и для скорлуповатых цинковых обманок из руд месторождения Галена (от 1000 до 3000 г/т, в среднем 2000 г/т), тогда как в сфалерите оно составляет в среднем 3000 г/т.

Для рассматриваемого типа месторождений, по данным А. С. Жуковой и В. В. Иванова, характерна также повышенная кадмиеносность галенитов. Среднее содержание кадмия в этом минерале с учетом всех имеющихся на сегодняшний день данных составляет около 100 г/т. Кроме того, в количестве сотых долей процента кадмий нередко обнаруживается в дисульфидах железа, особенно в их метаколлоидных разностях.

#### **Флюорит-(карбонато, барит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в наиболее слабо измененных силикатных породах**

Закономерности поведения кадмия в этом типе месторождений изучены недостаточно, хотя количество выполненных анализов довольно велико (табл. 49). Дело в том, что величина кадмиеносности различных месторождений, особенно приуроченных к разным металлогеническим провинциям, меняется в весьма широких пределах. Несмотря на это, некоторые закономерности намечаются довольно отчетливо.

Как показали Т. В. Иваницкий и Н. Д. Гварамадзе (1959), при относительно равномерном распределении кадмия в сфалеритах месторождений Кавказа несколько повышенными его концентрациями характеризуются светлоокрашенные разности цинковых обманок (среднее 4000 г/т) и особенно сфалерит с преобладанием вюртцитовой составляющей (среднее 13 500 г/т).

Среднее содержание кадмия в низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях Грузии составляет около 4000 г/т, а для сходных месторождений Средней Азии оно немного ниже и, вероятно, близко к 3000 г/т. Интересно, что в одних случаях (месторождение Лачи-Хана) несколько повышенные концентрации кадмия приурочены к колломорфным разностям цинковых обманок (Дуни-Барковская), тогда как в других (месторождение Дарайсо) поздние колломорфные сфалериты наоборот,

обеднены этим элементом (270 г/т). Второй случай свидетельствует о переотложенном характере сфалерита.

По сравнению с месторождениями Кавказа и Средней Азии цинковые обманки из закарпатских руд в общем заметно обеднены кадмием (табл. 49). Среднее содержание этого элемента в них близко к 1500 г/т. Однако в некоторых случаях их землистые разности все же обогащены кадмием. Так, брункит из месторождения Трускавец содержал 7000 г/т кадмия (Чухров, 1955). Наоборот, месторождения Нагольного кряжа наиболее богаты кадмием, среднее содержание которого в цинковых обманках составляет не менее 5000 г/т.

Данные по кадмиеносности зарубежных низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в различных силикатных породах, также сведены в табл. 49, из которой видно, что сфалериты этих месторождений содержат примерно такие же количества кадмия, как и сфалериты из отечественных месторождений. Например, среднее содержание кадмия в сфалерите из месторождений Англии составляет 3000 г/т, а в месторождениях Ирландии, Португалии и Франции оно изменяется от 2000 до 5000 г/т, при среднем значении около 3000 г/т.

Суммируя все имеющиеся данные по кадмиеносности низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в силикатных породах, можно сказать, что содержание кадмия в них в общем не отличается от его содержания в сходных месторождениях, приуроченных к карбонатным породам. Как для первых, так и для вторых среднее генеральное, вероятно, близко к 3000 г/т (Иванов, 1965).

## ТАЛЛИЙ

Этот элемент, в отличие от кадмия, в свинцово-цинковых рудах обычно значительных концентраций не образует.

### Силикато-сульфидные высоко-среднетемпературные месторождения в скарнах

Таллий не образует повышенных концентраций в свинцово-цинковых рудах, приуроченных к скарнам. В месторождениях этого типа он находится в парагенезисе с висмутом и серебром (Иванов, Волгин, 1959; Нечелюстов и др., 1961).

Главными минералами-носителями таллия здесь, в отличие от кадмия, являются галенит (табл. 50) и пирит. Среднее содержание таллия с учетом всех изученных месторождений составляет: в галените (80 анализов) — 6 г/т, в пирите (14 анализов) — 4 г/т.

Галенит из различных месторождений характеризуется неодинаковой величиной таллиеносности. В месторождениях Центральный Кансай и Курусай-1 содержание таллия составляет 10—

45 г/т, а в Алтын-Топканском и других месторождениях Алтын-Топканского рудного поля 1—8 г/т. Вместе в тем, галениты из месторождений различных районов (Средняя Азия, Центральный Казахстан, Дальний Восток, Мексика) характеризуются довольно близкими содержаниями таллия (порядка 4—8 г/т).

Интересно, что в галенитах из месторождений рассматриваемого типа концентрация таллия от ранних высокотемпературных генераций к поздним низкотемпературным заметно снижается.

Таблица 50

Содержание таллия в галенитах из различных свинцово-цинковых месторождений скарлового типа (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Количество анализов	Исследователь
Средняя Азия			
Алтын-Топкан	Не обн. — 4	2	В. В. Иванов
»	Не обн. — 3 (сл.)	14	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова, Э. Ф. Минцер
»	(1)	5	М. Р. Еникеев (1959)
Таш-Гезе	1—3 (2)	5	То же
Таш-Булак	Не обн. — 15 (5)	3	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова, Э. Ф. Минцер
Перевальное	Не обн. — 25 (8)	5	Те же
Кансай Центральный	10	1	Э. М. Протодьяконова (см. То же)
Курусай-I	25—45 (35)	2	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова, Э. Ф. Минцер
Туранглы	1—6 (3)	5	Те же
Казахстан			
Карагайлы	1—13 (7)	4	И. А. Польшанская
Гульдшад юго-восточный	1—18	5	Р. П. Шкельдин, В. А. Васильев
Гульдшад юго-западный	2	2	М. Р. Енисеев
Акджал	11	1	В. В. Иванов
Батыстау	5—100	10	И. А. Польшанская
Кумышкан	2	1	В. Н. Горохова
Верхне-Убинское	Не обн.	1	О. В. Вершковская
Дальний Восток			
Тетюхе	Не обн. — 29 (10)	6	Н. Н. Попова

Это установлено на Тетюхинском месторождении, а также, по данным Сазонова (1962), отмечается в Курусайском рудном поле, галенит I генерации которого характеризуется содержанием таллия 55 г/т, а галенит II генерации — 5 г/т.

В пирите содержание таллия несколько более выдержанное и для Средней Азии составляет 5 г/т (12 анализов), а для Казахстана 2 г/т (3 анализа). В некоторых месторождениях содержание таллия в пирите выше, чем в галените. Это, например, имеет место на месторождении Алтын-Топкан, в котором галенит содержит 1 г/т таллия (21 анализ), а пирит — 5 г/т (7 анализов).

Распределение таллия в силикатах не изучено. Однако постоянное наличие его в подобных минералах из высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в силикатных породах, указывает на возможность рассеяния его и в силикатах скарноворудных месторождений, чем, вероятно, и обусловлены низкие содержания таллия в рудах.

### **Силикато-сульфидо-железистые высоко-среднетемпературные месторождения в сильно измененных породах**

В рудах рассматриваемых месторождений таллий распространен довольно широко, но, как правило, находится в состоянии рассеяния в различных, особенно калийсодержащих силикатах. В связи с этим содержание его в сульфидных минералах этого типа месторождений обычно довольно низкое. В галенитах Кличкинского района и Северной Киргизии оно в среднем составляет около 15 г/т, а в других районах еще ниже (табл. 51). Среднее для свинцово-цинковых высокотемпературных месторождений силикато-сульфидо-железистого типа по имеющимся данным определяется как 8 г/т.

Содержание таллия в пирите, пирротине и сфалерите еще более низкое, чем в галените, и колеблется в пределах от 2 до 6 г/т. Исключение представляет буланжерит, в котором содержание таллия изменяется от 16 до 26 г/т и в среднем для месторождений Восточного Забайкалья не опускается ниже 21 г/т (4 определения). Величина концентрации таллия в рудных минералах сильно зависит от их парагенезиса и, например, для галенитов изменяется в широких пределах даже в месторождениях одного и того же района. Для Восточного Забайкалья средние содержания таллия в галените из различных месторождений, по данным Г. М. Мейтува, составляют (г/т): Почкуевское 47; Савинское № 5—17; Савинское 8; Каменское 5; Северная Шахта 4. По данным этого исследователя, в ранние стадии гидротермального процесса (полевошпатовую, грейзеновую, кварцево-арсенопиритовую и пирит-пиротиновую) таллий широко рассеивается среди калийсодержащих алюмосиликатов.

Таблица 51

Содержание таллия в галенитах из высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в алюмосиликатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
Восточное Забайкалье			
Савинское № 5	15—19	5	Г. М. Мейтув
Почекуевское	47—50	3	»
Чупинское	50	1	»
Савинское	5—8	1	»
Каменское	5	2	»
Северная Шахта	4	1	»
Файтеловское	1	1	»
Ключкинское *	8—15	2	»
Мелентьевское *	5	1	»
Мыльниково-Хоркиринское *	1—2	3	»
Средняя Азия			
Ак-Тюз	Не обн. — 25 (6)	10	Н. В. Нечелостов, В. Белевитин
Кутес-Сай-II	Не обн. — 50 (25)	4	Те же
Кале-Сай	17	1	»
Мексика			
Напка	6	1	В. В. Иванов
Австралия			
Брокен-Хилл	5	1	Н. М. Прокопенко, Н. В. Лизунов

\*. Месторождения, залегающие в сильно измененных породах.

Содержание таллия в галенитах из различных участков рудных тел, как правило, не испытывает существенных колебаний. Однако галениты, отобранные из руд месторождений, залегающих в различной геологической обстановке, довольно существенно отличаются друг от друга по концентрации таллия, что обусловлено степенью обогащенности руд жильными калийсодержащими алюмосиликатами. Так, таллий практически отсутствует (1—2 г/т) в галенитах месторождений, которые располагаются или непосредственно в гранитоидах, или приурочены к небольшим по величине ксенолитам интенсивно метаморфизованных карбонатных пород, окруженных гранитами. Руды этих месторождений характеризуются широким развитием в рудной массе калийсодержащих минералов — серицита и калиевого полевого шпата, которые постоянно

содержат таллий — первый минерал в количестве 14 г/т (6 определений) и второй — 13 г/т (3 определения).

В месторождениях, залегающих в породах, обедненных калиевыми минералами, концентрация таллия в галените увеличивается. В связи с этим галенит месторождений, приуроченных к карбонатно-глинистым породам, более чем в 10 раз обогащен таллием по сравнению с галенитом из силикатных пород.

### **Сульфидо-железистые среднетемпературные месторождения, залегающие в различных породах**

В большинстве среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений таллий присутствует в весьма низких концентрациях, что сближает эти месторождения с высокотемпературными представителями свинцово-цинковой минерализации. В табл. 52 приведены данные по содержанию таллия в главных рудных минералах из различных типов рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений, для которых характерно широкое рассеяние таллия по главным рудообразующим сульфидным, а также силикатным минералам.

Наиболее низкими содержаниями таллия характеризуются сульфидные минералы из месторождений, залегающих в изверженных породах, песчаниках и сланцах. Среднее содержание таллия в минералах из этих месторождений составляет: в галените 2 г/т, в пирите, сфалерите, халькопирите 1 г/т.

Привлекает внимание весьма низкое содержание таллия в галените рассматриваемого типа среднетемпературных месторождений. Так, например, среднее содержание таллия в галените из залегающих в силикатных породах месторождений Средней Азии составляет всего 0,7 г/т, для Восточного Забайкалья (Кадаинско-Покровский район) оно несколько выше — 2 г/т, а для месторождения Садон опять снижается до 0,8 г/т.

Близкие значения средних содержаний таллия характерны и для других сульфидов из этих месторождений. Несколько выше содержание таллия в галените из месторождений Маданского района (Болгария) — 4 г/т. Возможно, что здесь, как и в Восточном Забайкалье, это связано с наличием оруденения во вмещающих толщах карбонатных пород. Б. Д. Богданов (1960) на основании 7 химических анализов галенитов из месторождений Маданского района пришел к выводу о том, что поведение таллия в них сходно с поведением висмута и что таллием несколько обогащены галениты I генерации. Однако если из приведенных им подсчетов исключить один анализ галенита из месторождения Лайков-Чукар, который оказался аномально богатым таллием (16 г/т), то среднее содержание таллия в галените-I окажется даже несколько ниже, чем в галените-II.

Таблица 52

Содержание талля в минералах среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в различных породах (в г/т)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
В силикатных породах				
<i>Средняя Азия</i>				
Боорду	Галенит	Не обн.	4	Н. В. Нечелюстов, В. В. Белевитин
Ак-Куль	»	Не обн.	5	Те же
Сардоб	»	Не обн. — 5	4	В. В. Иванов
»	Пирит	Не обн. — 3	2	»
Канджол	Галенит	Не обн. — сл.	3	Н. В. Нечелюстов
Янги-Кан	»	Не обн. — 2	3	»
Такели	»	Не обн. — 3 (2) *	4	»
Гудас	Сфалерит	Не обн. — 8 (2)	9	М. И. Моисеева (1962)
<i>Восточное Забайкалье</i>				
Покровское	Галенит	(6)	3	Н. А. Читаева
<i>Кавказ</i>				
Садон	»	0,7—3	7	Н. Т. Воскресенская (1961)
»	Сфалерит	0,4—1	8	То же
»	Пирит	0,4—0,8	3	»
»	Халькопирит	0,8	2	»
»	Хлорит	0,6	2	»
<i>Якутия</i>				
Булатское	Галенит	Не обн. — 5 (2)	3	В. В. Иванов
<i>Юго-Восточная Европа</i>				
Караалиевское	Галенит	3—7 (5)	2	Б. Д. Богданов
Пшеничище	»	(3)	2	»
Лайково-Чукар	»	16	1	»
Градище	»	6	1	»
Маджарово	»	2—3 (2)	2	В. В. Иванов, Т. Радонова
Чима д'Аста	»	Не обн. — 10 (2)	13	Шроль (1954)
	Сфалерит	Не обн.	13	То же
Фрейберг	Галенит	Не обн. — 50 (13)	3	»
Пршибрам	»	Не обн.	1	»

Таблица 52 (продолжение)

Месторождение	Минерал	Колебания содержаний	Количество образцов	Исследователь	
<i>Япония</i>					
Ойцуми	Галенит	Не обн. — 7 (1)	15	Такахаси	
»	Халькопирит	Не обн. — 1	13	»	
»	Сфалерит	Не обн.	65	»	
»	Пирит	Не обн.	6	»	
В эффузивно-осадочных породах					
<i>Рудный Алтай</i>					
Золотушинское	Галенит	Не обн. — 15	—	А. А. Гарман	
»	Пирит	3—7	—	»	
»	Халькопирит	5—10	—	»	
»	Сфалерит	Не обн. — 5	—	»	
Белоусовское	Галенит	11—720 (50)	—	»	
»	Пирит	2—44 (3)	—	»	
»	Халькопирит	3—15 (6)	—	»	
»	Сфалерит	2—15 (5)	—	»	
Зыряновское	Галенит	Не обн. — 5	—	В. Д. Баранов	
»	Пирит	Не обн. — 10	—	»	
»	Халькопирит	Не обн. — 7	—	»	
»	Сфалерит	Не обн. — 10	—	»	
Ленингорское	Галенит	Не обн. — 40	—	»	
»	Пирит	3—240	—	»	
»	Сфалерит	Не обн. — 6	—	»	
»	Халькопирит	8—28	—	»	
<i>Салаир</i>					
Слепое	Галенит	1	—	По данным Западно-Сибирского геологического управления	
Кварцитовая сопка	Халькопирит	2	—		
Троицкое	Пирит	1,3	—		
Третий рудник	То же	8	—		
Каменушинское	»	2	—		
»	Халькопирит	1,3—2	—		
<i>Джунгарский Алатау</i>					
Такели	Галенит	10—160 (110)	—		Г. М. Тарасевич
»	Пирит	(10)	—	»	
»	Сфалерит				

Таблица 52 (окончание)

Месторождение	Минерал	Колебания содержаний	Количество образ- цов	Исследователь
<i>Юго-Восточная Европа</i>				
Месторождение зоны Грауваккер	Галенит	Не обн. — 100	—	Шроль (1954)
Магген	Сфалерит	3	—	
В карбонатных породах				
<i>Восточное Забайкалье</i>				
Запоровское	Галенит	10—50	3	Н. А. Читаева (1932)
Гурулевское	»	2—10	3	То же
Благодатское	»	6—170	7	К. Ф. Кузнецов (1963)
Мальцевско-Кил- гинское	»	2—7	7	То же
Кадаинское	»	7—9	5	Н. А. Читаева (1962)
Резановское	»	25—300	7	К. Ф. Кузнецов (1963)
Воздвиженское	»	14—130	16	То же
Акатуевское	»	Не обн. — 15	12	Г. М. Мейгун (1960)
»	Буланжерит	28—320	3	То же
Спасское	Галенит	2—22	5	К. Ф. Кузнецов (1963)
Центральное	»	2—40	3	То же
»	Бурнонит	4—7	4	»
»	Буланжерит	5—40	12	»
Октябрьское	Галенит	6—27	4	»
»	Буланжерит	1—50		
Смирновское	Галенит	4—5	3	Н. А. Читаева (1962)
»	Геокронит	100—300	2	То же
Екатерино-Благо- датское	Галенит	10—700	18	К. Ф. Кузнецов (1963)
То же	Геокронит	200—3120	14	То же
»	Буланжерит	200—500	2	»

Весьма интересны данные, полученные Кировым и Минчевой-Стефановой по распределению таллия в галените месторождения Бориева (Мадан, Болгария). Несмотря на низкие содержания в галените, таллиеносными оказались образцы, отобранные из рудных столбов, приуроченных к пересечениям поперечных разломов

с рудоконтролирующим нарушением и особенно из метасоматической рудной залежи в мраморах. Таким образом, и на этом месторождении карбонатная среда оказывает весьма благоприятное воздействие на осаждение таллия из гидротермальных растворов.

Во Фрейбергском рудном поле, согласно Бауману (Baumann, 1958) таллием относительно обогащены галениты-II из обогащенных серебром карбонатных руд. Содержание таллия коррелируется с содержанием мышьяка, причем повышенные количества этих элементов типичны для периферических частей рудного поля. Содержания таллия в месторождениях Фрейбергского рудного поля также довольно незначительны, обычно не более 10—20 г/т. Еще более низкие его концентрации характерны для месторождения Ойцуми в Японии (табл. 52).

Т а б л и ц а 53

Содержание таллия в различных типах руд и минералах Ново-Золотушинского месторождения

Тип руд	Минеральная ассоциация и минерал	Содержание таллия, г/т
Колломорфный	Существенно пиритовая	21—65
	» пирит-сфалеритовая	76
	» халькопиритовая	60
	» сфалеритовая	10
	» сфалерит-галенитовая	20
Кристаллически-зернистый	Пирит	1—3
	Халькопирит	4—5
	Пирротин	2
	Пирит	Не обн. — 1

Несколько более характерен таллий для среднетемпературных колчеданно-полиметаллических руд, залегающих в эффузивно-осадочных породах (Иванов, Волгин, 1959; Гармаш, 1960). Однако большое количество в рудах сульфидов железа, а также железомagneзиальных (хлорит) и калиевых (серицит) силикатов, которые концентрируют основное количество присутствующего в рудообразующих растворах таллия, обуславливает довольно редкое наличие минералов, обогащенных этим элементом. Так, по данным А. А. Гармаша, среднее содержание таллия в главных рудообразующих минералах Белоусовского месторождения характеризуется следующими цифрами (г/т): в галените — 50; пирите — 9; сфалерите — 5 и в халькопирите — 6.

В других случаях основная масса таллия оказывается заключенной в железосодержащих сульфидах, тогда как галенит им зна-

чительно обеднен. Например, галенит из Золотушинского месторождения содержит в среднем только 3 г/т таллия.

Широкому рассеянию таллия в сульфидах железа, цинка, меди и свинца в большой мере способствует образование руд многих колчеданно-полиметаллических месторождений из коллоидных растворов, а также метасоматический характер минералообразования (Иванов и др., 1960). Это положение наглядно иллюстрируется данными А. А. Гармаша (табл. 53).

Весьма характерно поведение таллия в процессе образования рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. В раннюю дорудную стадию магнезиально-калиевого метасоматоза он входит главным образом в состав серицитов (2—15 г/т) и несколько в меньшей мере в состав хлоритов, накапливаясь при этом, по данным В. Д. Баранова, как в серицит-кварцевой зоне выщелачивания, так и в зоне магнезиального замещения.

В ранние сульфидные пиритовую и пирит-халькопиритовую стадии таллий поступает в главные рудообразующие минералы в концентрациях, сравнимых с таковыми, характерными для вмещающих пород (1—15 г/т). Вероятно, подавляющая часть этого таллия замещена пиритом и халькопиритом при метасоматическом замещении серицит-хлоритовых пород. Интересно, что сходные по минеральному составу различные пирит-халькопиритовые рудные залежи некоторых месторождений заметно отличаются по содержанию таллия. Например, на Белоусовском месторождении, по данным А. А. Гармаша, содержание таллия в пирит-халькопиритовых рудах залежи №5 почти в три раза выше (8 г/т), чем в залежи №1 (3 г/т), что, вероятно, связано со степенью проявления в рудах поздних минеральных парагенезисов. Так, наиболее высокие содержания таллия в Золотушинском месторождении свойственны почковидным агрегатам пирита (30 г/т), ассоциирующего с баритом и блеклой рудой. Еще более контрастно эта закономерность проявлена в Змеиногорском и особенно в Лениногорском месторождениях, в колломорфных дисульфидах которых содержится до 600 и 5000 г/т таллия соответственно. В Белоусовском месторождении, в галенитовых концентратах из поздних минеральных ассоциаций, сложенных галенитом, блеклой рудой, светлоокрашенным сфалеритом и колломорфным пиритом, концентрация таллия достигает 720 г/т. Интересно, что в парагенезисах, обедненных галенитом, таллий входит в сфалерит — минерал, относительно неблагоприятный для концентрации таллия. Содержание таллия в нем составляет в таких случаях 11—13 г/т.

Повышение содержания таллия в колломорфном пирите и галените находится вне зависимости от его концентрации в других сульфидах, выделившихся в более ранние стадии кристаллизации. На примере колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая можно также сделать вывод, что самые высокие концентрации таллия характерны для наиболее близповерхностных

месторождений, а также для минеральных ассоциаций, сформировавшихся из коллоидных растворов и в наименьшей степени подвергшихся более поздней перекристаллизации. Особенно наглядно это показано И. М. Юдиным на примере Ново-Золотушинского месторождения, где одновременно широким распространением пользуются колломорфные и зернистые разновидности руд. Первые в десять и более раз обогащены таллием по сравнению со вторыми. Кроме того, на Белоусовском месторождении намечается тенденция обедненности таллием минералов, образовавшихся метасоматическим путем и слагающих бедные вкрапленные руды. Например, галенитовый концентрат из бедных вкрапленных руд, приуроченных к серицитовым сланцам Белоусовского месторождения, оказался наиболее бедным таллием (5 г/т) при среднем содержании для этого месторождения около 100 г/т.

Данные по таллиеносности других районов почти полностью отсутствуют. Известно только, что галенит из колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира, как и все другие рудные минералы, по имеющимся данным обеднен таллием, тогда как Буронское месторождение (Северный Кавказ) характеризуется устойчивыми содержаниями таллия в галените.

Сведения по таллиеносности зарубежных колчеданно-полиметаллических месторождений ограничиваются данными Шролля (Schroll, 1954) по Юго-Восточной Европе. Таллий обнаружен этим исследователем только в галенитах некоторых рудопроявлений из оруденения зоны Грауваккера.

По-иному ведет себя таллий в среднетемпературных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в карбонатных породах. Наиболее полно характер таллиеносности этих месторождений изучен К. Ф. Кузнецовым и Н. А. Читаевой на примере Восточного Забайкалья. По данным К. Ф. Кузнецова, для этих месторождений весьма характерна тесная связь таллия со свинцом (галенитом, сульфосолями), причем степень таллиеносности месторождений весьма непостоянна. Месторождения, образовавшиеся на значительной глубине (Запокровское, Гурулевское), обеднены таллием. В месторождениях богатых галенит-сфалеритовых руд (Кадаинское, Благодатское) содержание таллия в общем невысокое, хотя в отдельных случаях и достигает значительных величин. Так, например, в галените из Благодатского месторождения содержание таллия составляет 170 г/т. Наиболее богаты таллием руды самых низкотемпературных и близповерхностных месторождений (Екатерино-Благодатское, Спасское и др.) и особенно месторождения, несущие комплексные геокронитовые руды. Содержание таллия в галените из этих руд достигает 700 г/т, а в геокроните 3120 г/т. Наиболее высокие концентрации таллия характерны для колломорфного геокронита. В буланжеритовых рудах содержание таллия примерно в десять раз ниже, чем в геокронитовых (Кузнецов, 1964).

## Карбонато-(барит, флюорит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в карбонатных породах

Закономерности распределения таллия в рудах этого типа месторождений на территории СССР практически не изучены. Все имеющиеся сведения ограничиваются несколькими десятками анализов по месторождениям Кара-Тау (Южный Казахстан), приведенных в табл. 54. Несколько большее количество данных имеется по зарубежным месторождениям. Важно подчеркнуть, что колломорфные разности этих минералов, как правило, значительно обогащены таллием по сравнению с зернистыми. В связи с тем, что колломорфными текстурами наиболее часто обладают дисульфиды железа и сфалерит, именно они, а не галенит находятся на первом месте по концентрации таллия.

Характер таллиенности минералов зависит и от других причин. Как показали исследования А. С. Жуковой и наши анализы, в месторождении Миргалимсай (Кара-Тау) среднее содержание таллия в галените составляет около 9 г/т, а в пирите — 12 г/т. В галените из вкрапленных руд, пользующемся в этом типе месторождений наибольшим распространением, содержание таллия изменяется от 1 до 37 г/т, составляя в среднем около 15 г/т, в то время как в галените из прожилковых руд таллий, как правило, не устанавливается. Если учесть, что прожилковые руды месторождений Кара-Тау миргалимсайского типа, как уже отмечалось, носят переотложенный характер, то отсутствие таллия в кристаллических разностях галенитов становится вполне понятным. Оно объяснено явлением самоочистки минералов при перекристаллизации. Не менее показательное изученное А. С. Жуковой поведение таллия в дисульфидах железа из Миргалимсайского месторождения. Образовавшиеся в первую фазу минерализации зернистые и колломорфные пириты из вкрапленных руд характеризуются весьма близкими средними содержаниями таллия, зато колломорфные пириты из более поздних переотложенных прожилковых руд на один порядок богаче таллием по сравнению с ассоциирующими с ними пиритами зернистой структуры. Средние содержания таллия в этих разновидностях дисульфидов железа из месторождения Миргалимсай следующие (г/т): во вкрапленных зернистых рудах — 13; в колломорфных — 12; в прожилковых зернистых рудах — 3 и в прожилковых колломорфных — 11.

В месторождении Аксуран отдельные анализы кристаллических и колломорфных разновидностей, произведенные А. С. Жуковой, показали, что колломорфные разновидности значительно обогащены таллием (30 и 80 г/т соответственно). Наибольшие концентрации таллия в месторождениях Кара-Тау характерны для марказитов. Так, например, марказитовые концентраты из месторождений Байджансайского района содержат от 180 до 300 г/т

Таблица 54

Содержание таллия в минералах и концентратах из руд низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (в  $г/т$ )

Месторождение	Минерал	Колебания содержания таллия	Количество образцов	Исследователь
<b>Южный Казахстан</b>				
Миргалимсай	Галенит	2—15	3	В. В. Иванов, С. А. Юшко
»	»	Не обн. —37	5	А. С. Жукова
»	Свинцовый концентрат	2—19 (9)	6	»
»	Пирит	2—15 (13)	7	»
»	Свинцовый концентрат	2—15 (8)	2	»
Кантаги	То же	Не обн. —5	2	В. В. Иванов, С. А. Юшко
»	Сфалерит	1	1	То же
Ачисай	Галенит	Не обн.	1	» »
»	Свинцовый концентрат	11	1	Данные ВНИИ-цветмет
»	Цинковый концентрат	2	1	То же
»	Пиритный концентрат	3	1	» »
»	Пирит	Не обн.	1	В. В. Иванов
Джапгильчик	Галенит	»	1	»
Рюмзак	»	»	1	»
Смена	Сфалерит	1	1	»
Байджансай	Галенит	4—5	2	В. В. Иванов, С. А. Юшко
»	Свинцовый концентрат	60	1	Данные ВНИИ-цветмет
»	Пиритный концентрат	180—300 (240)	2	То же
Аксурап	Галенит	30—80 (50)	2	А. С. Жукова
»	Пирит	300—1700 (1000)	2	»
»	Сфалерит	6—30 (15)	3	»
Талды-Булак	Сфалерит	1,4	1	В. В. Иванов
<b>Польша</b>				
Бытом	Сфалерит *	40—700 (300)	8	Гаранчик (1957)
»	Галенит	Сл. —35 (9)	9	» »
»	Марказит	70—1000 (600)	7	» »

Таблица 54 (продолжение)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания таллия	Количество образцов	Исследователь
Бытом	Пирит	4500	1	Гаранчик (1957)
Болеслав	Сфалерит	40—350 (90)	6	» »
»	Галенит	2—40 (10)	6	» »
»	Марказит	60—440 (280)	6	» »
Явсжно	Сфалерит	300	1	» »
»	Галенит	6—8	2	» »
Хрзансв	Сфалерит	40	1	» »
»	Галенит	Сл. —5 (сл.)	2	» »
»	Марказит	80—90 (85)	2	» »
Жгота	Сфалерит	30	1	» »
Олекуш	Галенит	15	1	» »
»	Марказит	10	1	» »
Тарисвске-гуры	Сфалерит	4	1	» »
»	Галенит	Сл. —8 (4)	3	» »
»	Марказит	5	1	» »
Метек	Сфалерит	10	1	» »
Севеж	Галенит	Сл. —4 (сл.)	5	» »
»	Сфалерит	5	1	» »
Регион	»	40	1	» »
Бытом	Марказит	8—60 (27)	4	» »
»	Пирит	5 (25)	3	» »
Дыброва	Сфалерит	Следы	1	» »
Горичка	Пирит	Сл. —40 (10)	6	» »
Ченстохова	Сфалерит	Не обн.	1	» »
»	Пирит	Сл. —40 (10)	3	» »

## Юго-Восточная и Центральная Европа

Лафатч	Сфалерит	Не обн. —3000 (500)	5	Шроль (1954)
»	Галенит	Не обн. —5 (2)	3	» »
Прочие месторождения Северного Триаса	»	Не обн. —100 (7)	22	» »
	Сфалерит	Не обн. —500 (40)	24	» »
Некоторые месторождения Южных Известняковых Альп	»	Не обн. —50 (50)	56	» »
	Галенит	Не обн. —500 (8)	40	» »
Миесс	Сфалерит	Не обн. —3000 (70)	6	» »

Таблица 54 (окончание)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания таллия	Количество образцов	Исследователь
Миесс	Галенит	Не обн. —30 (8)	4	Шроль (1954)
Райбл	Сфалерит	1050	1	В. В. Иванов
»	»	50—5000	6	Шроль (1954)
»	Галенит	Не обн. —50	4	»
Бляйберг	Сфалерит	Не обн. —300 (70)	5	»
»	Галенит	Не обн. —5 (2)	2	»
Кройт	Сфалерит	Не обн. —3000 (370)	16	»
»	Галенит	Не обн. —30 (6)	7	»
Бинненталь	Сфалерит	Не обн. —5 (2)	2	»
Аахен, Шмаль-граф	»	50—1000 (750)	2	»
Изерлон, Брилон	»	30—50 (40)	2	»
Блейшарлей	»	10—1000 (400)	5	»

## Северная Америка

Джоплин	Сфалерит	Не обн. —50 (17)	3	»	»
Галена	»	1—30 (15)	3	»	»
Джаспер Сити	»	Не обн.	1	»	»
Картервилль	»	»	1	»	»
Лазалле	»	»	1	»	»
Койл Камп	»	»	1	»	»

\* Под термином «сфалерит» подразумеваются все разновидности ZnS.

таллия. Еще более высокие концентрации таллия (десятые доли процента) были обнаружены А. С. Жуковой в марказитах из Аксурана. В последнем месторождении таллий присутствует также в колломорфных разностях цинковых обманок (6—30 г/т). Наоборот, в сфалеритах и пиритах из месторождения Ачисай, которые обладают наибольшей степенью кристалличности, содержания таллия наиболее низкие (2—3 г/т).

Среднее содержание таллия в дисульфидах железа с учетом всех месторождений этого района составляет 80 г/т, в галенитах — 10 г/т и в сфалеритах — 4 г/т.

В месторождениях Каратау главным рудным минералом в большинстве случаев является галенит и наибольшим распространением

нием пользуются рудные минералы зернистой структуры, в связи с чем, по-видимому, в общем содержание таллия довольно низкое.

Сведения по таллиенности аналогичных месторождений других районов СССР в нашем распоряжении отсутствуют. Закономерности распределения таллия в европейских зарубежных месторождениях были выявлены с достаточной детальностью благодаря исследованиям Гаранчика и Шролля.

По данным Гаранчика таллий весьма широко распространен в месторождениях Верхней Силезии. Так же, как и в месторождениях хребта Кара-Тау, в этом районе наибольшие концентрации таллия приурочены к дисульфидам железа. Однако, в отличие от месторождений Кара-Тау здесь самые высокие содержания таллия обнаружены в пирите и несколько меньше в марказите. Так, например, в месторождении Бытом среднее содержание таллия в марказите составляет 600 г/т, а в пирите — до 4500 г/т. В других рудопроявлениях Бытомского района пирит и марказит содержат весьма близкие концентрации таллия. В среднем же, с учетом всех месторождений Верхней Силезии, марказиты несут 170 г/т таллия, а пириты 490 г/т. Для дисульфидов железа в целом эта величина равна 300 г/т. Наряду с этим как марказит, так, особенно, пирит из рассматриваемых руд характеризуются невыдержанными концентрациями таллия, которые изменяются от следов до десятых долей процента, причем среднее содержание для различных месторождений резко различно, но наиболее часто составляет тысячные доли процента. Для дисульфидов железа из месторождений Верхней Силезии весьма характерна симбатная зависимость между содержанием в них таллия и мышьяка.

На втором месте по концентрации таллия после дисульфидов железа в месторождениях Верхней Силезии стоят цинковые обманки. Среднее содержание таллия во всех разновидностях цинковых обманок этого района близко к 100 г/т. Наибольшее содержание таллия отвечает цинковой обманке, обладающей корковым строением, затем — землистой цинковой обманке, вюртциту и затем уже — кристаллическому сфалериту I генерации (табл. 55).

Таблица 55

Содержание таллия (в г/т) в различных разновидностях цинковых обманок из месторождений Верхней Силезии (Harańczyk, 1957)

Разновидность цинковых обманок	Генерация	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов
Зернистая . . . . .	I	4—40	18	6
Скорлуповатая . . . . .	II	20—700	190	12
Землистая . . . . .	II	40—350	160	5
Вюртцит . . . . .	II	40—70	50	2

Такое же распределение таллия характерно и для каждого месторождения в отдельности. Например, в месторождении Бытом земляная цинковая обманка содержит 120 г/т таллия, скорлуповатая 550 г/т, вюрцит 50 г/т. Так же, как и в дисульфидах железа, в цинковых обманках имеет место прямая зависимость между содержанием таллия и мышьяка.

В галенитах из месторождений Верхней Силезии таллий устанавливается постоянно, но содержания его во всех месторождениях значительно ниже, чем в сульфидах железа и цинка. Среднее содержание таллия в галенитах различных месторождений Верхней Силезии изменяется от следов до 10 г/т, а для всего района в целом составляет около 7 г/т.

В рудах рассматриваемых месторождений, кроме сульфидов цинка, железа и свинца, установлены мышьяковые сульфосоли, представленные иорданитом, грейтонитом, а также незначительным количеством дюфренуазита и, вероятно, ратита. Проанализированный в ИМГРЭ образец иорданита оказался таллиевым иорданитом, содержащим 1,56% таллия (Harańczyk, 1958). Несколько более низкие содержания таллия установлены в грейтоните. Наличие таких высоких содержаний таллия в указанных минералах и постоянная ассоциация таллия и мышьяка в минералах дают основание относить его высокие концентрации за счет включений сульфосолей в подвергшихся перекристаллизации колломорфных сульфидах железа и цинка. Последнее является весьма вероятным, так как сульфосоли, встреченные Гаранчиком, наиболее часто ассоциируют с обогащенными таллием цинковой обманкой и сульфидами железа второй генерации.

Данные, полученные Гаранчиком, позволяют наметить закономерности поведения таллия в процессе образования свинцово-цинковых месторождений Верхней Силезии. В первую фазу рудообразования, когда, по данным Гаранчика (1962), происходило метасоматическое замещение карбонатных пород кристаллическими сульфидами цинка (зернистый сфалерит-I) и железа (крупнозернистый марказит) I генерации, таллий не образовывал повышенных концентраций, а входил в эти минералы в умеренных количествах. Во вторую фазу рудообразования имело место выделение из коллоидных растворов сульфидов цинка и железа, обладающих корковыми текстурами и колломорфными и радиальнолучистыми структурами. Вначале выпадали сфалерит и галенит, содержащие умеренные концентрации таллия, затем, по мере выпадения в осадок геля ZnS и PbS и их старения, концентрация таллия и мышьяка в конечных порциях растворов резко увеличилась вплоть до образования резко обогащенных таллием парагенезисов: скорлуповатая цинковая обманка + вюрцит + сульфосоли свинца; пирит + сульфосоли свинца.

Указанные закономерности поведения таллия характерны для свинцово-цинковых руд Верхней Силезии, тогда как для

месторождений Нижней Силезии таллий не типичен (Hagan-czyk, 1957).

Закономерности распределения таллия в сходных с верхнесилезскими низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях триаса Восточно-Альпийской металлогенической провинции изучал Шроль (Schroll, 1953, 1954, 1955). Весьма показательно, что среди многочисленных свинцово-цинковых рудопоявлений Восточно-Альпийской рудной провинции, так же как в Кара-Тау и в Силезско-Краковском районе, повышенные концентрации таллия характерны лишь только для некоторых районов распространения низкотемпературных телетермальных месторождений. В этой провинции они четко приурочены к карбонатным породам триаса и совершенно не типичны для других свинцово-цинковых месторождений. Шроль изучал только сульфиды свинца и цинка, поэтому данные по распространению таллия в дисульфидах железа восточноальпийского триасового оруденения отсутствуют. Несмотря на это, по аналогии с другими месторождениями можно предполагать, что таллий пользуется в них широким распространением.

Наибольшие концентрации таллия, по данным Шроля, отвечают цинковым обманкам. В среднем, с учетом всех таллийсодержащих месторождений триасового и девонского телетермального оруденения Юго-Восточной Европы и без разделения их на типы, содержание таллия в цинковых обманках составляет около 200 г/т, что даже выше, чем в месторождениях Верхней Силезии. Интересно, что различные разновидности цинковых обманок часто резко различаются по содержанию таллия. Так, например, в обычном зернистом сфалерите оно изменяется от «не обнаружено» до 50 г/т, в среднем составляя не более 29 г/т; в вюртците среднее содержание равно 100 г/т, а в скорлуповатой цинковой обманке — не менее 800 г/т, достигая в некоторых случаях 5000 г/т (месторождение Вислох). Однако высокие концентрации таллия содержатся и в кристаллических разностях сфалеритов. Так, произведенный в ИМГРЭ (В. В. Иванов) анализ красновато-коричневого кристаллического сфалерита из месторождений Райбл показал содержание 1050 г/т таллия.

В месторождениях Юго-Восточной Европы, как правило, так же, как и в Силезии, отмечается четкий парагенезис таллия и мышьяка, на основании чего Шроль считает, что таллий находится в скорлуповатых цинковых обманках в виде сульфосольных соединений. Подтверждением этому является уже отмечавшееся присутствие хатчинсонита в месторождении Бинненталь и Вислох (Seeliger, 1954), а также приведенные выше данные Гаранчика.

В галените из таллийсодержащих восточноальпийских месторождений содержание таллия, как правило, гораздо ниже, чем в цинковых обманках, и хотя оно и изменяется в весьма широких пределах (от «не обнаружено» до 500 г/т), в среднем с учетом всех месторождений составляет около 9 г/т.

Таблица 56

Содержание таллия (в  $г/т$ ) в различных разновидностях цинковых обманок из месторождений Миесс, Райбл, Бляйберг и Бляйберг-Кройт (Шролль, 1954)

Разновидность цинковых обманок	Генерация	Колебания содержаний	Количество образцов	Месторождения
Сфалерит	I	Не обн.	1	Миесс
»	I	50	1	Райбл
»	I	Не обн. —50 (20)	7	Бляйберг-Кройт
Сфалерит	II	Не обн. —30 (15)	2	Миесс
»	II	Не обн. —10 (5)	3	Бляйберг-Кройт
Вюртцит	II	50	1	Райбл
»	II	10—300 (150)	2	Бляйберг-Кройт
Вюртцит скорлуповатый	III	100—1300	3	Миесс
То же	III	100—5000 (1600)	4	Райбл
» »	III	50—3000 (900)	5	Бляйберг-Кройт
Сфалерит	IV	5—100 (50)	5	»

Таблица 57

Содержание таллия (в  $г/т$ ) в различных генерациях галенита из месторождений Миесс и Бляйберг-Кройт (Шролль, 1954)

Генерация	Колебания содержаний	Количество образцов	Месторождение
I	Не обн.	1	Миесс
I	»	3	Бляйберг-Кройт
II	Не обн. —30 (10)	3	Миесс
II	Не обн. —30 (14)	4	Бляйберг-Кройт
IV	Не обн. —3 (сл.)	3	»

Интересны закономерности поведения таллия в процессе минералообразования изученных Шроллем месторождений (табл. 56, 57). Первой выделялась тонкокристаллическая цинковая обманка (часто со студенистой структурой) и затем галенит I генерации в сопровождении флюорита. Таллий в незначительных количествах входил в сфалерит-I (среднее содержание для трех наиболее типичных месторождений около 30  $г/т$ ). Затем под воздействием барийсодержащих растворов второй фазы происходила перекристаллизация указанных ранних минеральных ассоциаций с образованием сфалерита (иногда вюртцита) и галенита II генерации, сопровождаемых баритом. Эти минералы (за исключением неко-

торых образцов вюртцита) содержат низкие концентрации таллия. В третью, карбонатно-сульфидную фазу минерализации сформировалась скорлуповатая цинковая обманка, которая наиболее обогащена таллием и мышьяком. В еще более поздний период, по-видимому, произошла новая перекристаллизация и ассоциирующая с флюоритом еще более поздняя цинковая обманка, представленная почти бесцветным сфалеритом и иногда вюртцитом, так же, как и галенит IV генерации, обеднена таллием.

В зависимости от преобладания в рудах минеральных парагенезисов той или иной фазы минерализации Шроль различает в восточноальпийском триасе три типа месторождений, руды которых различаются по содержанию таллия в сфалерите: 1) оруденение типа Кройта (Антонишахт), содержащее повышенные концентрации таллия; 2) оруденение типа Бляйберга и Миесса, характеризующиеся наиболее низкими содержаниями таллия в цинковых обманках, и 3) оруденение типа Райбла — наиболее богатое таллием.

Сведения по таллиености низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах (телетермальных месторождений миссисипского типа), для других районов (Тунис, Алжир, Англия, США и т. д.) практически полностью отсутствуют. Нельзя сказать, чтобы руды месторождений этих районов (за исключением Африки) были совершенно не изучены в отношении элементов-примесей. Однако исследователи либо не упоминают о таллии вообще (Garton, Harcourt, 1935; Oftedal, 1940), либо отмечают обедненность им месторождений этих районов. Так, например, Стойбер (Stoiber, 1940), сравнивая сфалериты из низкотемпературных месторождений Европы и США, отмечал резкую обедненность последних таллием.

Несколько образцов цинковых обманок из телетермальных месторождений США проанализировал на содержание таллия Шроль (1964). В табл. 54 приведены эти данные, свидетельствующие, по-видимому, о том, что таллиеность сфалеритов из этих руд гораздо ниже по сравнению с таллиеностью сфалеритов из европейских месторождений. Так, среднее содержание таллия в цинковых обманках по шести месторождениям (единичные определения) составляет около 9 г/т, причем в обычном сфалерите этот элемент, как правило, анализом не обнаруживается, тогда как образцы скорлуповатых цинковых обманок и вюртцита несколько обогащены таллием (в среднем 30 г/т таллия). Таким образом, несмотря на очевидно низкие содержания таллия в рудах месторождений США, приуроченность его к относительно поздним колломорфным образованиям сохраняется и в этом районе. Не исключена возможность, что в месторождениях США, аналогично месторождениям, например, Кара-Тау, таллий в основном концентрировался в сульфиде свинца и железа, анализами которых мы не располагаем.

## Флюорит-(карбонато, барит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в наиболее слабо измененных силикатных породах

Характер таллиеносности низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в различных силикатных породах, довольно близок к таковому в низкотемпературных месторождениях в карбонатных породах.

В табл. 58 приведены химические определения таллия в главных рудообразующих минералах из различных месторождений рассматриваемого типа, из которых видно, что главными минералами-носителями таллия в этих месторождениях являются сульфиды железа, цинка и менее — свинца. Причем величина таллиеносности этих минералов изменяется в довольно широких пределах. В среднем с учетом всех изученных месторождений содержание таллия составляет ( $г/т$ ): в галените — 20; в сфалерите — 10 и в дисульфидах железа — 120.

Таллиеносность низкотемпературных месторождений Грузии изучалась многими исследователями (Иваницкий, 1951; Иваницкий и др., 1959; Воскресенская и др., 1957), данные которых приводятся ниже. Особенно тщательно исследовалась таллиеносность руд месторождения Верхняя Квайса (Воскресенская и др., 1958), в котором таллий в основном заключен в сфалерите и галените.

Цинковые обманки и дисульфиды железа Квайсинского месторождения так же, как и других обогащенных таллием рудопроявлений Сухумо-Душетской зоны, имеют четкие следы коллоидного происхождения, чем, по-видимому, и объясняется их несколько повышенная таллиеносность по сравнению с кристаллическим галенитом (Иваницкий и др., 1959). Среднее содержание таллия в квайсинском сфалерите с учетом всех данных равно 10  $г/т$ , тогда как в галените содержание таллия обычно не превышает 4  $г/т$ .

Произведенный автором баланс распределения таллия в руде Квайсинского месторождения показал, что количество таллия, приходящегося на главные сульфидные минералы, меньше такового в рудных концентратах. На основании этого было сделано предположение о возможности присутствия в квайсинских рудах собственных минералов таллия (Иванов и др., 1956). Специальным изучением в рудах действительно был обнаружен таллиевый минерал хатчинсонит (Боришанская и др., 1958). Важно подчеркнуть, что хатчинсонит находится в виде мельчайших включений ( $0,01 \times 0,01 \text{ мм}^2$ ) в колломорфном сфалерите; содержание таллия в которых составляет 9 и 16  $г/т$ , а мышьяка — 10 и 20  $г/т$ . В других минералах Квайсинского месторождения примеси минералов таллия нами установлено не было, хотя, по данным Н. Т. Воскресенской и др. (1958), содержания таллия в некоторых образцах галенита зависят от количества присутствующих в нем мышьяка или сурьмы, а в пирите — от концентрации мышьяка.

Таблица 58

Содержание таллия в главных сульфидных минералах из низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений в силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
Кавказ				
Верхняя Квай-са	Галенит	2—4 (3)	3	В. В. Иванов
То же	»	1—16 (4)	26	Н. Т. Воскресенская, И. С. Карпова (1958)
» »	Сфалерит	2—16 (7)	10	То же
» »	»	1—45 (14)	4	В. В. Иванов
» »	»	(19)	38	Т. В. Иваницкий и др. (1960)
» »	Пирит	56—64 (60)	3	Н. Т. Воскресенская, И. С. Карпова (1958)
» »	»	(55)	14	Т. В. Иваницкий и др. 1960
» »	»	53	1	В. В. Иванов
Айяцзорское	Сфалерит	2	1	В. В. Иванов
»	Антимонит	2	1	»
Тхмори	Галенит	7	1	»
»	Марказит	1000—3400 (600)	8	»
»	»	(450)	24	Т. В. Иваницкий, Н. Т. Гварамадзе (1957)
Хвамли	»	(140)	10	Т. В. Иваницкий и др. (1957)
Средняя Азия				
Дарайсо	Сфалерит	50	1	В. В. Иванов
»	Галенит	200	1	»
Иокуньж	Сфалерит (пизанит)	24—35	2	»
Лачин-Хана	То же	Сл. —50 (31)	7	Э. М. Дунин-Барковская (1961)
»	Сфалерит	6—90 (43)	8	То же
»	Пирит	Сл. —510 (90)	15	» »
»	Марказит	11—3060 (1450)	25	» »
Такоб	Галенит	9	1	В. В. Иванов
Ак-Куль	»	Не обн.	5	Н. В. Нечелюстов, В. Белевитин
Безьянское	Сфалерит	Не обн.	1	А. С. Жукова
Ферганский Кара-Тай	Пирит	Не обн. —50 (23)	4	»

Таблица 58 (окончание)

Месторождение	Минерал	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
К а р п а т ы				
Берегово	Галенит	4	1	О. В. Вершковская, В. В. Иванов
»	Сфалерит	Не обн. — 5 (3)	2	То же
Грендеж	»	4	1	» »
	Пирит	Не обн. — 700	5	» »
	Марказит	(250)		» »
Рахово	Сфалерит	1	1	» »
Шевчуковское	»	1—2	2	» »
Северные районы СССР				
Вайгач	Сфалерит	1	1	В. В. Иванов
Базарное	»	1	1	»
Партизанское	»	Сл.	1	»

Предпринятое Н. Т. Воскресенской и И. С. Карповой изучение распределения таллия по падению и простиранию рудного тела Квайсинского месторождения выявило некоторые закономерности. При общем весьма незначительном изменении содержания таллия в галените и сфалерите в пространстве намечается тенденция к некоторому обогащению таллием образцов, отобранных из средних горизонтов и всячего бока рудного тела. Такое распределение таллия находится в соответствии с поведением свинца и цинка. Руды из средних горизонтов и всячего бока представлены массивными сульфидными образованиями и наиболее обогащены свинцом и цинком. Дисульфиды железа в Квайсинском месторождении распространены весьма незначительно, но они в наибольшей степени обогащены таллием (среднее содержание таллия в них составляет 50 г/т).

В других рудопроявлениях Сухумо-Душетской зоны пирит и марказит являются главными сульфидными минералами (Тхмори, Хвамли). Во всех случаях они обладают колломорфным строением и метаколлоидными структурами и, как показали исследования Т. В. Иванецкого, несут высокие концентрации таллия — в среднем по месторождению с учетом наших данных — около 500 г/т. Среднее же содержание таллия в дисульфидах железа с учетом всех изученных месторождений Сухумо-Душетской зоны составляет 200 г/т.

В низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях некоторых районов Средней Азии таллий значительно более рас-

пространен, чем в месторождениях Грузии. Вместе с тем закономерности его поведения в рудах сохраняются, увеличиваются лишь содержания таллия в минералах.

Наиболее детально закономерности поведения таллия для Средней Азии были охарактеризованы Э. А. Дуниной-Барковской (1961) на примере месторождения Лачин-Хана. В этом месторождении особенно богаты таллием дисульфиды железа, содержащие в среднем около 700 г/т, причем таллиеносность марказита и пирита резко различна. В марказите, который является одним из главных сульфидных минералов месторождения, содержание таллия изменяется от 11 до 3060 г/т, составляя в среднем 1450 г/т. В главном сульфиде месторождения — пирите — содержания таллия гораздо ниже — они изменяются от «следов» до 500 г/т (в среднем 90 г/т). Сфалерит несет меньшие количества таллия, в среднем около 40 г/т, а галенит около 30 г/т. Для всех минералов месторождения Лачин-Хана наблюдается резкое обогащение таллием разновидностей, образовавшихся из коллоидных растворов (табл. 59).

Таблица 59

Содержание таллия (в г/т) в различных разновидностях сульфидов железа и цинка из месторождения Лачин-Хана (Дунина-Барковская, 1961)

Минерал	Разновидность минерала	Генерации	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов
Пирит, марказит	Мелкозернистый	I	169—170	160	5
Марказит	Радиальнолучистые конкреции	II	1250—3060	2110	16
»	Тонкокристаллические	III	11—81	40	4
Пирит	Кристаллический	II и III	Сл. —7	2	6
»	»	IV	20—70	34	5
»	Колломорфный	?	103		1
Сфалерит	»	I	30—90	55	6
»	Кристаллический	IV	6—7	6	2

Как видно из приведенных данных, колломорфные разновидности минералов в десятки и сотни раз обогащены таллием по сравнению с кристаллическими. Рассматривая поведение таллия в процессе рудообразования на месторождении Лачин-Хана, Э. А. Дунина-Барковская указывает, что таллий оказывает предпочтение наиболее ранним коллоидным выделениям минералов. Так, например, в процессе формирования пирит-сфалеритовых руд первым в виде почеч и конкреций выделился марказит со средним содержанием 2100 г/т таллия, затем на его поверхность выросли кубы пирита (350 г/т таллия), позднее все это образование покрылось коркой колло-

морфного сфалерита, содержащего в среднем 55 г/т таллия. Во всех этих минералах имеет место микропарагенезис таллия с мышьяком и сурьмой. Минералов таллия в рудах Лачин-Ханы не установлено.

Закономерности поведения таллия, выявленные на месторождении Лачин-Хана, вполне применимы к другим, весьма сходным по характеру минерализации таллийсодержащим месторождениям Средней Азии — Дарайсо, Иокуньж. Более того, минералы последних несут почти такие же концентрации таллия, как и в рудах Лачин-Ханы.

Незначительные количества таллия от «не обнаружено» до 50 г/т (в среднем 23 г/т) содержатся в сульфидах железа из Безымянного месторождения (Ферганский Кара-Тау). В кристаллическом сфалерите из этого месторождения таллий не обнаружен.

Таллиеносность других низкотемпературных месторождений Средней Азии специально не изучалась. Вместе с тем единичные химические определения и многочисленные спектральные анализы сульфидных минералов из месторождений Ак-Куль, Наугарзан, Такоб, Арсы позволяют говорить о резкой обедненности их таллием по сравнению с колломорфными рудами таллийсодержащих месторождений.

Данные о таллиеносности низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений Карпат (Грендеж, Берегово) хотя и весьма малочисленны, но указывают на наличие повышенных концентраций таллия в марказите и пониженных в пирите, галените и кристаллическом сфалерите. Так, в месторождении Грендеж содержание таллия в марказите изменяется от 17 до 700 г/т, составляя в среднем около 300 г/т; в пирите таллий не обнаружен, в крупнокристаллическом галените установлено всего 4 г/т, а в кристаллическом сфалерите 2 г/т таллия. Такие же содержания таллия характерны для сфалеритов из рудопроявлений северных районов СССР.

## ГАЛЛИЙ

### Силикато-сульфидные высоко-среднетемпературные месторождения в скарнах

Галлий в рудных минералах рассматриваемого типа месторождений, так же как и таллий, обычно не образует высоких концентраций. Как и во всех других случаях, это связано с широким рассеянием галлия в различных силикатных минералах. По данным О. В. Вершковой, содержание галлия в жильных минералах скарноворудных месторождений Алтая составляет (г/т): в эпидоте — 28; хлорите — 25 и в гранате — 16. Содержания германия в этих минералах также повышены и в гранате, например, составляют 20 — 34 г/т.

Содержание галлия в сульфидах некоторых скарновых месторождений  
(в г/т)

Месторождение	Минерал	Количество образцов	Колебания содержания	Исследователь
Казахстан				
Каскайгыр	Сфалерит	3	110—120 (110)	В. В. Иванов
Кызыл-Эспе	»	1	4	»
Верхне-Убинское	»	2	2—13	О. В. Вершкова
»	Халькопирит	2	Не обн.—3	»
Шеманаихинское	Сфалерит	1	250	»
Покровское	»	1	41	»
»	Пирит	1	1	»
Кумышкан	Сфалерит	1	32	В. Н. Горохова
Дальний Восток				
Тетюхе	Сфалерит	1	5	В. В. Иванов
Ванчин	»	1	300	»
Г Д Р				
Св. Кристоф, Брайтен-Брюни	Сфалерит	3*	Сл.—15 (8)	Куллеруд (1953)
Норвегия				
Контактные месторождения Район Осло	Сфалерит	2*	5	Офтедаль (1940)
Югославия				
Стантрг	Сфалерит	1	22	Бартои, Кулкин, Рилей (1953),

\* С. спектральный анализ.

Данных по распространению галлия в сульфидных минералах, в том числе и в сфалерите (табл. 60), недостаточно, чтобы судить о наиболее типичном его содержании в этих минералах. Можно лишь сказать, что степень концентрации галлия в цинковой обманке весьма неравномерна и, вероятно, в общем выше по сравнению с концентрацией в высокотемпературных месторождениях, залегающих в силикатных породах.

Содержание галлия в других сульфидах из скарнородных месторождений, по данным единичных анализов О. В. Вершковой, чрезвычайно низкое и составляет для халькопирита Алтын-Топкана 2 г/т и для пирита 1 г/т.

**Силикато-сульфидо-железистые  
высоко-среднетемпературные месторождения  
в сильно измененных силикатных породах**

Поведение галлия в процессе образования этих месторождений очень сходно с его поведением в рассмотренных в предыдущем разделе скарных месторождениях.

Таблица 61

Содержание галлия в сульфидах некоторых высоко-среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений в силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Минералы	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
Средняя Азия				
Актюз	Сфалерит	1—4	2	В. В. Иванов
Восточное Забайкалье				
Савинское № 5	Сфалерит	2—10	6	Г. М. Мейтув
»	Пирит	Не обн.	4	»
»	Пирротин	»	1	»
»	Халькопирит	2	1	»
»	Арсенопирит	Не обн.	1	»
Почкуевское	Сфалерит	25—44	1	»
»	Пирит	Не обн.	3	»
»	Арсенопирит	»	1	»
»	Галенит	»	1	»
Чупинское	Сфалерит	15—42	3	»
»	Арсенопирит	Не обн.	1	»
Каменское	Сфалерит	»	2	»
Кличкинское	»	10	2	»
Северная Шахта	»	Не обн.	1	»
Мыльниковско-Хоркиринское	»	»	5	»
Северная Америка				
Франклин	Сфалерит	14	1	Бартоп, Кулкин, Рилей (1953)
»	»	6—7	2	Ригаулт (1956)
Австралия				
Брокен-Хилл	Сфалерит	10	1	Куллеруд (1953)
»	»	17	1	В. В. Иванов
Канада				
Тетролт	Сфалерит	100	1	»
Амулет-Айленд	»	55	1	»
Калумет-Айленд	»	10	1	»

Галлий в них еще более четко, чем таллий, проявляет связь с жильными минералами и в сульфидных минералах повышенных концентраций не образует (табл. 61).

Содержание галлия в сфалерите из месторождений различных районов довольно выдержано и в среднем составляет 12 г/т; содержание галлия в алюмосиликатах гораздо выше (25—150 г/т). В связи с этим величина концентрации галлия в сульфидах находится в четкой зависимости от количественного содержания ассоциирующих с ними алюмосиликатов (Мейтув, 1963). Поэтому, как и для таллия, сфалерит из месторождений, залегающих в силикатных породах, особенно в гранитоидах, значительно обеднен галлием по сравнению со сфалеритом из глинистых и особенно карбонатных пород, и сходные месторождения, залегающие в отличных друг от друга породах, могут значительно различаться по степени галлиенности сульфидов.

### Сульфидо-железистые среднетемпературные месторождения, залегающие в различных породах

В рудах среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений различных типов галлий, как правило, не образует повышенных концентраций. Основным его носителем, как и в других типах месторождений, среди рудных минералов является сфалерит. Однако содержание галлия в нем обычно много ниже кларка и значительно ниже, чем в главных нерудных минералах (табл. 62). Средние содержания галлия в сфалерите из различных типов среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений выражаются следующими значениями:

Вмещающие породы	Количество анализов	Содержание галлия, г/т
Гранитоиды, песчаники и сланцы	78	15
Эффузивно-осадочные . . .	128	50
Карбонатные . . . . .	132	30

Наиболее низкими концентрациями галлия характеризуются цинковые обманки из среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в гранитоидах, песчаниках и сланцах. Так, в Покровском месторождении (Кадаинско-Покровское рудное поле, Восточное Забайкалье), по данным Н. А. Читаевой, среднее содержание галлия составляет всего 3 г/т, а в ассоциирующих со сфалеритом хлоритах — 30 г/т при колебаниях от 25 до 44 г/т. Интересно, что в процессе рудообразования галлий имеет тенденцию к накоплению в поздних генерациях жильных минералов.

В месторождениях рассматриваемого типа из различных районов СССР содержания галлия в сфалерите изменяются довольно значительно. В сфалеритах из месторождений Средней Азии они

Содержание галлия в сфалеритах среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в различных породах (в  $\text{г/т}$ )

Район	Месторождение	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь	
В силикатных породах					
Средняя Азия	Боорду	12	1	В. В. Иванов	
»	»	Сардоб	3	2	О. В. Вершковская
»	»	Лашкерек	2	2	»
»	»	Гудас	3—20 (7)	3	»
»	»	Караташ-Катан	4—10 (7)	2	»
»	»	Замбарак	(10)	6	Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова
»	»	Чукур-Джилга	12	1	То же
Якутия	Алтинское	6	1	В. В. Иванов	
»	Эндыбал	1—24 (7)	3	»	
Восточное Забайкалье	Покровское	1—25 (1,3)	4	Н. А. Читаева	
Кавказ	Садон	(10)		М. С. Баклаков	
»	»	14	1	В. В. Иванов	
»	Ход, Холст	6—7	3	»	
»	Эльбрус	20—40	3	О. В. Вершковская	
»	»	140	1	В. В. Иванов	
Болгария	Крушев Дол	2,5	2	Б. Д. Богданов (1960)	
»	Голям Палас	19	1	То же	
»	Гюдюрска	Не обн.	1	»	
»	Каралиевско	10	1	»	
»	Петровица	25	1	»	
»	Маджарово	Сл.—181 (40)	35	Ескенази, Атанасов (1962)	
Чехословакия	Пршибрам	Не обн.— (30)	2	Шроль (1954)	
»	»	1	2	Моррис, Бревэр (1954)	
ГДР	Фрейберг	Не обн.— 30 (15)	2	То же	
»	»	1—10 (5)		Бауманн (1958)	
»	Шлаггенвальд	Не обн.	2	Шроль (1954)	
»	Химмельфарб	»	1	»	
Колорадо, США		10—40 (10)	14	Симс и др. (1961)	
Япония	Ойцуми	Не обн.— 10 (4)	57	Такахаси	

Таблица 62 (продолжение)

Район	Месторождение	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
В эффузиво-осадочных породах (сфалерит)				
Рудный Алтай	Лениногорское	8—50		О. В. Вершковская, А. А. Гармаш, В. Д. Баранов, И. М. Юдин
»	Зыряновское	3—10		То же
»	Змеиногорское	5—30		»
»	Березовское	4—60		»
»	Белоусовское	3—15		»
»	Лазаревское	5—100		»
»	Николаевское	10—200		»
Салаир	Спорное	3—7		По данным Западно-Сибирского геологического управления
Джунгарский Алатау	Текели	10—50 (30)		Г. М. Тарасевич
Финляндия	Оутокумпо	95		Куллеруд (1953)
»	Ориярви	50		»
Швеция	Ренстрем (район Скельфте)	10—80		»
Юго-Восточная Европа	Месторождения группы Крейцек	Не обн.— 190 (60)		Шроль (1954)
	Месторождения зоны Граувакер	Не обн.— 100 (200)		»
	Масса-Маритима	50		»
	Монтевекио	Не обн.— 500 (100)		»
В карбонатных породах				
Восточное Забайкалье	Запокровское	80	1	Н. А. Читаева (1962)
То же	Гурулевское	10	1	То же
»	Благодатское	10—62 (30)	9	К. Ф. Кузнецов (1963)
»	Акатуевское	Не обн.— —20	10	Г. М. Мейтун (1960)
»	Кадаинское	70—10	8	Н. А. Читаева (1962)
»	Резановское	6—42 (30)	6	К. Ф. Кузнецов (1963)
»	Воздвиженское	37—90 (60)	11	То же

Таблица 62 (окончание)

Район	Месторождение	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
Восточное Забайкалье	Екатерино-Благодатское	15—130 (73)	9	К. Ф. Кузнецов (1963)
То же	Спасское	15—30 (22)	6	То же
»	Центральное	10—70 (40)	8	»
»	Октябрьское	36—100 (63)	10	»
»	Смирновское	25	2	Н. А. Читаева (1962)

составляют в среднем 7 г/т, Восточного Забайкалья 1 г/т, Кавказа 20 г/т.

Весьма специфично распространение галлия в месторождениях Маданского района (Болгария), сходных с выше рассмотренными месторождениями. Среднее содержание его в сфалерите этих месторождений равно 15 г/т, причем оно изменяется в широких пределах от 2,5 до 45 г/т. Наиболее высокая концентрация характерна для сфалерита из месторождения Маджарово, галлиеносность которого детально изучали Ескинази и Атанасов (1962). На этом месторождении выделяется пять генераций сфалерита, характеризующихся различными содержаниями галлия (табл. 63). Наиболее высокие концентрации этого элемента установлены в коричневом сфалерите III генерации. Он ассоциирует с кварцем, гематитом и другими минералами, характеризуется низким значением отношения  $ZnS : FeS$  и наиболее высокими температурами гомогенизации жидких включений. Самые низкие содержания галлия типичны для сфалеритов I и V генераций. Эти сфалериты отличаются наибольшими значениями отношения  $ZnS : FeS$  и относительно более низкими температурами гомогенизации жидких включений. Из табл. 63 видно, что сфалерит-I и сфалерит-V ассоциируют с хлоритом и серицитом, которые, как неоднократно отмечалось, являются прекрасными минералами-концентраторами галлия. Причем эти минералы в соответствующие стадии минерализации образовались раньше сфалерита, в связи с чем растворы, из которых кристаллизовался сфалерит-I и сфалерит-V, оказались обедненными галлием. Наоборот, обогащенный галлием сфалерит-III выделился раньше, чем ассоциирующий с ним хлорит. Изучение вюртцита из месторождения Маджарово показало, что содержание галлия в нем повышено и колеблется от 38 до 62 г/т, составляя в среднем 54 г/т.

Интересна закономерность распределения галлия в пределах отдельных месторождений. Так, в Маджарове отмечается некоторое снижение концентрации галлия в сфалерите с глубиной, а ос-

Таблица 63

Содержание галлия (в  $г/т$ ) в сфалеритах из различных минеральных ассоциаций и стадий рудообразования месторождения Маджарово (Ескенази, Атанасов, 1962)

Стадия минерализации	Минеральный парагенезис сфалерита	Генерация и цвет сфалерита	Колебания содержания	Количество анализов	Среднее значение отношения	
					$\frac{ZnS}{FeS}$	температура гомогенизации, °C
Кварц-силикатная	Серицит, хлорит, кварц, актинолит, пирит, гематит, халькопирит, галенит	I — светло-желтый, желто-зеленый	Сл. — 59 (29)	7	117	120—140
Кварц-гематит-сульфидная	Гематит, магнетит, кварц, вюрцит, пирит, теннантит, халькопирит, галенит, буланжерит, хлорит	III — светло- и темно-коричневый	22—181 (6)	15	26	160—180
Кварц-родонит-гематит-сульфидная	Кварц, родонит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, галенит	IV — коричневый и светло-коричневый	46	1	26	160
Кварц-барит-галени-товая	Кварц, серицит, барит, адуляр, гематит, халькопирит, борнит, галенит, марказит	V — светло-коричневый, медово-желтый	Сл. — 81 (20)	7	158	120
Кварц-барит-товая	Кварц, барит, гематит, вюрцит, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, марказит	VI — светло-коричневый	29—51 (40)	2	48	?

новные — меридиональные жилы этого месторождения богаче галлием по сравнению с северо-западными (Ескенази, Атанасов, 1962). По данным Кирова и Минчевой-Стефановой, в месторождении Бориева Маданского района галлием несколько обогащены сфалериты, отобранные из зон, поперечных к основному рудоконтролирующему нарушению, вдоль которых следуют рудные столбы.

Среднее содержание галлия в сфалерите из месторождения Пршибрам (Чехословакия) составило 15  $г/т$ . В то же время два определения галлия в вюрцитах этого месторождения (Morris a oht., 1954), дали отрицательный результат.

В месторождениях Рудных гор содержания галлия в сфалерите значительно ниже, чем в рудах месторождений Болгарии, и составляют в среднем, вероятно, не более 7 г/т. По данным Баумана (Baumann, 1958), содержания этого элемента в сфалерите из месторождений Фрейбергского рудного поля зависят от температуры их образования — уменьшаются с ее понижением. В соответствии с этим наиболее высокие концентрации галлия (10—20 г/т) характерны для сфалеритов кварц-свинцово-цинковых руд месторождения Фрейберг, несколько ниже они в рудах этой же формации месторождения Бранд и наиболее низкие (1—5 г/т) в поздних серебросодержащих карбонатных и флюорит-баритовых висмут-кобальт-никелевых жилах. Низкое содержание галлия характерно также для сфалеритов из кварц-силикато-полиметаллических месторождений Колорадо (Sims и др., 1961) и Ойцуми (Takahashi, Otsu, Ito, 1935). Весьма показательно, что в месторождении Ойцуми распределение галлия в сфалерите совершенно не зависит от температуры образования рудных тел. Во всех рудных телах среднее содержание его составляет в сфалеритах 4 г/т.

Гораздо более типичен галлий для руд среднетемпературных колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в эффузивно-осадочных породах (Вершковская, 1960; Гармаш, 1960; Гармаш, Власова, 1963). Так, среднее содержание галлия в сфалерите этих месторождений почти в 4 раза выше, чем в только что рассмотренных.

Широкое развитие в рудах рассматриваемых месторождений жильных минералов — концентраторов галлия обуславливает довольно сложные особенности поведения этого элемента в процессе рудообразования. Главными минералами — концентраторами галлия являются нерудные минералы — хлорит, серицит, а также сфалерит, которые постоянно конкурируют между собой в накоплении галлия, в связи с чем содержание его в сфалерите колеблется в широких пределах.

Закономерности распределения галлия в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений наиболее детально изучены А. А. Гармашом и Н. К. Власовой (1963) на примере относительно обогащенного этим элементом Золотушинского месторождения (Рудный Алтай).

Руды Золотушинского месторождения формировались среди различных интенсивно хлоритизированных пород, причем главная масса хлоритовых новообразований по времени предшествовала кристаллизация сульфидных минералов. Для всех не измененных гидротермальными процессами вулканогенно-осадочных и интрузивных пород Золотушинского рудного поля характерно довольно устойчивое содержание галлия (12—16 г/т). При дорудном изменении вмещающих пород содержание в них галлия незначительно увеличивалось, что сопровождалось соответственным накоплением алюминия, в связи с чем отношение Ga : Al сохраняется во всех

их разновидностях на одном уровне. Вместе с тем в хлорите, существовавшем сульфидной минерализации, среднее содержание галлия достигает 38 г/т, а отношение Ga : Al увеличивается почти в два раза. Таким образом, уже в предрудную стадию магнезиального метасоматоза содержание галлия в породах рудовмещающей зоны по сравнению с неизменными породами заметно увеличилось за счет выноса галлия из зоны выщелачивания и отложения его совместно с магнием и частично алюминием в зоне замещения. Однако, как указывает В. Д. Баранов, содержание галлия в существенно хлоритовых породах сохраняется на одном уровне (20—50 г/т) для всех месторождений Рудного Алтая.

Отложение ранних сульфидных парагенетических ассоциаций (пиритовой, халькопирит-сфалеритовой, сфалерит-халькопиритовой) происходило метасоматическим путем по хлоритизированным породам. При этом магний, алюминий и галлий в значительной степени выносились из сферы реакций минералообразования: хлорит в ранние стадии минералообразования не пользуется широким распространением, а содержание галлия во всех сульфидных минералах весьма незначительно, даже в сфалерите оно не поднимается выше 60—70 г/т, а в пирите и халькопирите составляет соответственно 7 и 2—3 г/т.

Совершенно по-иному ведет себя галлий в более позднюю полиметаллическую стадию, в период которой образовались сплошные залежи сульфидных руд. В процессе их формирования выделяются две парагенетические ассоциации. Первая представлена темноокрашенным сфалеритом-II с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита и подчиненным количеством халькопирита и галенита; вторая — галенитом, светлоокрашенным сфалеритом-III, колломорфным пиритом и блеклой рудой. Образование сфалерита-II происходило путем метасоматических замещений вмещающих пород. При этом хлорит и другие нерудные минералы выделяются в весьма незначительных количествах. Содержание галлия в этом сфалерите весьма высокое, среднее его содержание — 145 г/т, при колебаниях от 100 до 400 г/т. Сфалерит-III формировался совместно с поздним хлоритом, развиваясь по более раннему сфалериту-II. Содержание галлия в ассоциирующем со сфалеритом-III хлорите весьма высокое (100—150 г/т), тогда как в самом сфалерите в среднем не выше 59 г/т. Интересно, что среди поздних разновидностей сфалерита-III выделяются две разновидности, характеризующиеся различным парагенезисом и величиной галлиенности. Наиболее высокие содержания галлия, кристаллизовавшегося одновременно с хлоритом, свойственны гнездам и прожилкам сфалерита, залегающим в существенно хлоритовых породах. Высокие содержания (120—250 г/т) характерны для сфалерита из руд барит-галенит-сульфосольной ассоциации, приуроченных к висячему боку и к верхним горизонтам рудных тел и не сопровождавшихся образованием хлорита.

Важно подчеркнуть, что при обычно низком содержании галлия в других сульфидных минералах, в некоторых случаях наблюдается его накопление в позднем халькопирите. Повышенная галлиеносность, в частности, характерна для наиболее позднего халькопирита, образующего оторочки вокруг полиметаллических руд и ассоциирующего с метаколлоидным пиритом, блеклой рудой, баритом и кальцитом. Это, вероятно, говорит об относительном обогащении галлием наиболее поздних порций растворов и преимущественном вхождении его при отсутствии сфалерита в халькопирит. На это же указывает довольно высокая степень галлиеносности самого позднего переотложенного сфалерита, образующегося в послерудных кварцево-карбонатных прожилках.

Сведения о распространении галлия в других колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая гораздо более ограничены, но они позволяют говорить о неравномерном содержании галлия в сфалерите. При этом, как показало изучение месторождений Зырянского и Лениногорского районов В. Д. Барановым и А. А. Гармашом, закономерности, свойственные Золотушинскому месторождению, в общем в них сохраняются.

Еще меньше сведений о галлиеносности колчеданно-полиметаллических месторождений других районов СССР и особенно зарубежных стран. По имеющимся единичным данным, почти во всех других изученных колчеданно-полиметаллических месторождениях СССР содержание галлия в сфалерите более низкое, чем в подобных месторождениях на Рудном Алтае. Если среднее содержание галлия в рудноалтайских сфалеритах составляет, вероятно, не менее 40 г/т, в месторождении Текели (Джунгарский Алатау) около 30 г/т, то в рудах Салаира и Северного Кавказа оно снижается соответственно до 5 и 8 г/т.

В среднетемпературных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в карбонатных породах, содержания галлия в сфалерите, если судить по отрывочным и не очень представительным данным, несколько ниже, чем в рассмотренных выше рудах. Даже несмотря на то, что галлий почти не рассеивается в силикатах, содержание его в сфалерите незначительно. Так, в месторождениях Восточного Забайкалья среднее содержание галлия в сфалерите близко к 40 г/т. Как указывает К. Ф. Кузнецов (1964), наиболее высокие содержания этого элемента характерны для сфалеритов месторождений, залегающих в массивных известняках и доломитах (Екатерино-Благодатское, Воздвиженское, Октябрьское).

Показательно, что в этих месторождениях наиболее высокие концентрации галлия (50—100 г/т) характерны для самых ранних, обогащенных железом разновидностей сфалерита. Содержание галлия в темных сфалеритах из месторождения Балмат (США) также на порядок выше, чем в светлых. Таким образом, отмеченная закономерность, вероятно, имеет широкое распространение.

## Карбонатно-(барит-флюорит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в карбонатных породах

Произведенные качественные спектроскопические исследования североамериканских телетермальных месторождений миссисипского типа (Graton, Harcourt, 1935; Stoiber, 1940; Warren, Thompson, 1945; Evrard, 1945) показали, что по сравнению с другими типами свинцово-цинковой минерализации они наиболее обогащены галлием. Было также установлено, что близкие по условиям образования телетермальные месторождения свинца и цинка из разных рудных провинций характеризуются нередко резко различными концентрациями галлия. Проведенные в последние годы количественные спектроскопические, химические и радиоактивационные определения галлия в минералах некоторых низкотемпературных телетермальных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах, подтвердили последний вывод, но вместе с тем показали, что среднее содержание галлия в них в общем невелико. Так, для цинковых обманок оно с учетом всех месторождений рассматриваемого типа не превышает 50 г/т.

К сожалению, поведение галлия в рассматриваемом типе месторождений СССР охарактеризовано лишь единичными количественными определениями (табл. 64).

Наибольшее число анализов выполнено по месторождениям Кара-Тау и особенно для сфалеритов Ачисая, в которых содержание галлия изменяется довольно значительно — от 1 до 100 г/т. Среднее содержание галлия в сфалеритах этого месторождения составляет всего 15 г/т галлия. По остальным месторождениям Кара-Тау анализировались лишь единичные образцы сфалеритов; колебания содержания в них галлия гораздо менее значительны (от 2 до 31 г/т), а среднее содержание не отличается от такового в ачисайских сфалеритах и составляет около 16 г/т. Учитывая это, среднее содержание галлия в сфалеритах месторождений Кара-Тау, по-видимому, можно принять равным 15 г/т. Эта величина, вероятно, может характеризовать сфалериты и из других месторождений СССР, так как среднее содержание галлия в абхазских сфалеритах, по имеющимся данным, равно 18 г/т, а для образцов из районов Подкаменной Тунгуски, вероятно, близко к 10 г/т. Суммируя все имеющиеся данные, мы приходим к выводу, что среднее содержание галлия для низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений СССР, залегающих в карбонатных породах (охарактеризованных анализами), составляет не более 15 г/т.

Закономерности распространения галлия в зарубежных низкотемпературных месторождениях, залегающих в карбонатных породах, для европейских месторождений изучены более подробно. По данным Шролля (1954), в сфалеритах из месторождений Восточно-Альпийской рудной провинции галлий распределяется

Таблица 64

Содержание галлия в сфалеритах из низкотемпературных [свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (в г/т)]

Месторождение	Колебания содержаний	Количество образцов	Исследователь
Ю ж н ы й К а з а х с т а н			
Ачисай	1—100 (15)	17	О. В. Вершковская, С. А. Юшко
Миргалимсай	3—60 (30)	2	А. С. Жукова
Смена	1—100 (50)	2	В. В. Иванов
Аксуран	3—6 (4)	2	А. С. Жукова
Кара-Кемир	31	1	О. В. Вершковская, С. А. Юшко
Кантаги	6	1	В. В. Иванов
Кара-Сай	2	1	»
Теректы	2	1	А. С. Жукова
К а в к а з			
Амтхели	(42)	18	Т. В. Иваицкий, Н. Д. Гварамадзе (1960)
Гумиста	(4)	7	То же
Дзышра	10	1	О. В. Вершковская
С и б и р ь			
Месторождения Сибирской платформы	Не обн. — 50 (10)	21 *	Ю. В. Погодин
Юго-Восточная и Центральная Европа			
Лафатч	Не обн. — 10 (30)	5	Шроль (1954)
Инзель	10	1	» »
Карл-Эдуард, Венделин	Не обн. — 300 (50)	5	» »
Прочие месторождения Северного Триаса	Не обн. — 1000 (50)	20	» »
Ауронцо	Не обн. — 30 (3)	10	» »
Прочие месторождения Южного Триаса	Не обн. — 50 (10)	11	» »
Миесс	Не обн. — 10 (3)	7	» »
Райбл	1	1	В. В. Иванов
»	Не обн.	6	Шроль (1954)
Бляйберг	120		О. В. Вершковская (1954)
Бляйберг, Кройт	Не обн. — 300 (50)	20	То же
Месторождения Южных Известняковых Альп	Не обн. — 1000 (90)	44	»
Месторождения Граубюндена	Не обн. — 10 (5)	4	»
Бинненталь	Не обн. — 30 (15)	2	О. В. Вершковская (1954)

Таблица 64 (окончание)

Месторождение	Колебания содержаний	Коли- чество образ- цов	Исследователь
Месторождения Ломбардского Триаса	5,0—500 (200)	3	То же
Аахен, Шмальграф	Не обн.	3	»
Изерлон, Брилон	30 (30)	2	»
Блейшарлей	Не обн.—100 (30)	5	»
Месторождения Нижней Силезии	Не обн.—70 (30)	5	Гаранчик (1957)
Месторождения Свентокшинских гор	31	1	О. В. Вершковская
Иваничка	200	1	Гаранчик (1957)
Месторождения Верхней Силезии	Не обн.—400 (20)	22	» »
А н г л и я			
Дербешир	110	1	Бартон, Гулкиц, Рилей (1959)
Кумберленд, Район Кесвик	55—200 (100)	8	Бревер (1954)
Месторождения Северных Пеннин	30—200 (110)	8	Эль-Схазли и др. (1957)
Месторождения Южных Пеннин	70—100 (90)	2	» » » »
Флинтшир	20—300 (180)	12	» » » »
Северная Америка			
Джоплин	34—230	2	О. В. Вершковская, В. В. Иванов
»	10—100 (50)	3	Шроль (1954)
»	10	1	Ригаулт (1956)
»	14	1	Куллеруд (1953)
Галена	10—100 (40)	3	Шроль (1954)
Картервилль	5—50 (25)	2	Офтедаль (1940), Шроль (1954)
Джаспер Сити	100	1	То же
Лазалле	100	1	»
Лейк-Крик	500	1	»
Грей	40	1	Куллеруд (1953)
Хоскинс	Сл.	1	» »
Тиффени	10	1	» »
Томпсон	66	1	» »
Родмах	20	1	» »
Шульсбюри	Сл.—35 (20)	3	» »

\* Полуколичественные спектроскопические определения.

следующим образом. В сфалеритах Северного Триаса и Южных Известняковых Альп среднее содержание галлия составляет 30 г/т, тогда как для Южного Триаса оно не превышает 6 г/т, а района Граубюндена 5 г/т. Наибольшие содержания галлия среди восточноальпийского триасового оруденения, по данным трех анализов, характерны для месторождений Ломбардского Триаса — от 50 до 500 г/т, в среднем не менее 200 г/т.

Весьма характерны вытекающие из данных Шролля закономерности поведения галлия в процессе образования свинцово-цинковых месторождений Южных Известняковых Альп. Ранние сфалериты I генерации, часто ассоциирующие с флюоритом, содержат повышенные концентрации галлия (табл. 65). Переотложенные

Таблица 65

Содержание галлия (в г/т) в различных разновидностях цинковых обманок из месторождений Южных Известняковых Альп

Разновидность цинковой обманки и ее парагенезис	Генерация	Колебания содержания	Средние значения	Количество образцов
Сфалерит мелкозернистый, иногда студенистый + PbS + CaF <sub>2</sub> . . . . .	I	Не обн. — 300	60	20
Сфалерит крупнозернистый, вюртцит + PbS + BaSO <sub>4</sub> . . . . .	II	Не обн. — 300 Не обн. — 30	15 10	20 4
Скорлуповатая цинковая обманка, карбонаты + PbS . . . . .	III	Не обн. — 500	50	20
Сфалерит + PbS + CaF <sub>2</sub> . . . . .	IV	Не обн. — 1000	300	11

сфалериты и вюртциты II генерации, ассоциирующие с баритом, являются наименее галлиеносными. Содержание галлия в скорлуповатых цинковых обманках третьей фазы рудообразования несколько увеличивается и составляет 50 г/т. Наиболее же высокими концентрациями галлия характеризуются сфалериты самой поздней фазы рудообразования, постоянно ассоциирующие с флюоритом, среднее содержание галлия для них составляет 300 г/т.

Галлий до недавнего времени считался элементом, совершенно не характерным для низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений Силезско-Краковского района. Однако Гаранчик (1957) показал, что галлий является довольно обычным элементом — примесью цинковых обманок, но содержится часто в весьма низких количествах (десятитысячные доли процента). Наряду с этим цинковые обманки из месторождений ряда районов Польши заметно обогащены этим элементом. Прежде всего это относится к

месторождениям района Севежа и Тарновских Гур и к сфалеритам Кейпера и Юры Ченстоховского района. В сфалеритах из месторождений первого района содержания галлия изменяются от 10 до 400 г/т (в среднем около 100 г/т), для второго — от следов до 800 г/т (в среднем 200 г/т). Такие же высокие содержания галлия (200 г/т) характерны для сфалерита из месторождения Иваничка (Свентокшинские горы).

В целом для месторождений верхнесилезского триасового оруденения среднее содержание галлия в цинковых обманках невысокое и составляет около 20 г/т, а в низкотемпературных рудопроявлениях Нижней Силезии 30 г/т. Для месторождений Силезско-Краковского района в целом имеет место антибатная зависимость между содержаниями галлия и таллия.

Если для подавляющего большинства низкотемпературных месторождений континентальной Европы характерны довольно низкие содержания галлия в цинковых обманках, то для карбонового низкотемпературного свинцово-цинкового оруденения месторождений Англии концентрация галлия в сфалерите значительно выше (Shazly и др., 1957; Barton и др., 1959). Для месторождений Северных и Южных Пеннин, Кумберленда и Флинтшира среднее содержание галлия в сфалерите составляет 130 г/т. Причем сфалериты из различных районов характеризуются весьма близкими средними значениями галлиеносности (от 90 до 180 г/т) при незначительном, в общем, колебании концентрации галлия в каждом месторождении. Такое же содержание галлия установлено в образце сфалерита из Дербешира (110 г/т).

Количественных данных по галлиеносности сфалеритов североамериканских низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений также недостаточно, а имеющиеся анализы не дают возможности присоединиться к мнению предыдущих исследователей о резкой обогащенности этим элементом миссисипских месторождений, по сравнению с другими месторождениями мира. Так, по имеющимся данным (см. табл. 64), среднее содержание галлия в цинковых обманках из крупнейших месторождений штата Миссури составляет (в г/т): Джоплин — 70, Галена — 40, Картервилль — 24. Среднее же содержание галлия для сфалеритов с учетом всех изученных месторождений штата Миссури составляет, вероятно, не более 50 г/т, для оруденения штатов Иллинойс и Висконсин оно равно 30 г/т, а в целом для месторождений США, по имеющимся на сегодняшний день данным, не превышает 40 г/т<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Количественные определения галлия для сфалеритов из баритовых жил Центрального Кентукки отсутствуют. По данным качественных спектроскопических анализов (Stoiber, 1940) их галлиеносность наиболее высока (100—1000 г/т галлия). Можно также ожидать, что повышенной галлиеносностью будут обладать сфалериты из обогащенных флюоритом руд штатов Иллинойс и Кентукки.

Приведенный фактический материал позволяет заключить, что рассмотренные низкотемпературные свинцово-цинковые месторождения, залегающие в карбонатных породах, хотя и относительно обогащены галлием по сравнению с более высокотемпературными месторождениями, залегающими в карбонатных породах, однако еще не являются наилучшими концентраторами этого элемента. Среднее генеральное содержание галлия в сфалерите этого типа месторождений из различных рудных провинций мира, как уже отмечалось, не превышает 30 г/т. Примечательно, что для подавляющего большинства районов среднее содержание галлия в сфалерите не выходит за пределы 10—20 г/т и лишь для Англии, США и Польши (Верхняя Силезия) оно более высокое.

### **Флюорит-(карбонато, барит)-сульфидные низкотемпературные месторождения в наиболее слабо измененных силикатных породах**

Галлиеносность низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к различным силикатным породам, изучена весьма неравноценно (табл. 66). О. В. Вершковская и В. С. Краснова (1957, 1960, 1961) исследовали флюоритовые месторождения этого типа, а также некоторые рудопроявления Карпат (Вершковская и др., 1960). По данным О. В. Вершковской и В. С. Красновой, низкотемпературные, приуроченные к гранитоидам флюоритовые свинцово-цинковые месторождения Наугарзан и Такоб (Средняя Азия) значительно обогащены галлием. В месторождении Наугарзан содержание его в сфалерите, который является главным рудообразующим минералом, изменяется в весьма широких пределах — от «не обнаружено» до 900 г/т. Среднее содержание галлия в сфалеритах этого месторождения составляет 230 г/т. Сфалерит Наугарзана, представленный одной генерацией, является маложелезистым (0,39—0,99%) и совершенно не содержит мышьяка и эмульсионных включений халькопирита. Отмечается тенденция к скачкообразному увеличению содержания галлия по простиранию рудного тела с запада на восток. В то же время каких-либо четких закономерностей в распределении галлия вкрест простирания рудного тела не установлено (Вершковская и др., 1957).

Содержания галлия в сфалерите Такобского месторождения изменяются менее значительно — от 37 до 370 г/т, составляя в среднем 170 г/т (Краснова, 1960). В отличие от Наугарзанского месторождения процесс рудообразования в Такобском месторождении был многостадийным, причем величина галлиеносности различных генераций сфалерита не остается постоянной (табл. 67). Несколько более железистые сфалериты (темно-коричневые, красно-коричневые) первых трех генераций богаче галлием, чем маложелезистый сфалерит IV генерации.

Таблица 66

Содержание галлия в сфалеритах из низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений в различных силикатных породах (в г/т)

Месторождение	Колебания содержания	Количество образцов	Исследователь
<b>Кавказ</b>			
Верхняя Квайса	3—23	2	В. В. Иванов
Скатыкмо	(110)	8	Т. В. Иваницкий и др. (1960)
Айятзорское	100	1	В. В. Иванов
<b>Средняя Азия</b>			
Лачин-Хана	(190)	?	Э. А. Дунип-Барковская (1963)
Наугарзан	Не обн.—900 (230)	70	О. В. Вершковская
Такоб	37—370 (170)	31	»
Иокуньж	1		В. В. Иванов
Кандара	5—7 (6)	2	О. В. Вершковская
Таш-Кес-Кен	200—400 (300)	2	»
Аккуль	250	1	В. В. Иванов
Безьянное	Не обн.—22 (9)	3	А. С. Жукова
<b>Донбасс</b>			
Нагольный Кряж	10—14 (10)	2	В. В. Иванов
<b>Карпаты</b>			
Рахово	Не обн.—70 (39)	10	О. В. Вершковская
»	51	1	В. В. Иванов
Вышково	20	1	»
Берегово	10—120 (50)	11	»
»	3,5—84 (44)	2	В. В. Иванов
<b>Таймыр</b>			
Партизанское и др.	24—47 (35)	2	В. В. Иванов
<b>Кольский полуостров</b>			
Базарное	150—170 (160)	2	В. В. Иванов
<b>Англия</b>			
Месторождения Лейк Дистрикт	70—150 (100)	5	Шацли (1957)
Лланрвест, Каери	200 (200)	2	» »
Шропшир	100—300 (200)	8	» »
Кардиган	100—250 (200)	6	» »
<b>Нигерия</b>			
Абакалики	150—200 (200)	2	Шацли (1957)

Таблица 67

Содержание галлия (в  $г/т$ ) в различных генерациях сфалеритов из Такобского месторождения

(по О. В. Вершковской и В. С. Красновой)

Генерация	Колебания содержаний	Среднее значение	Количество образцов
I	200		1
II	112—220	190	12
III	170—270	210	3
IV	37—370	160	14

Изучение распределения галлия по падению такобского рудного тела показало, что галлием несколько обогащены образцы из нижних горизонтов (табл. 68). Вместе с тем в отдельных образцах на верхних горизонтах встречаются максимальные содержания галлия. В гранитах, вмещающих оруденение Такобского месторождения, содержится 20  $г/т$  галлия. Произведенный В. С. Красновой (1960) подсчет баланса распределения галлия на всю массу вмещающей породы и руды показал обедненность руды по сравнению с гранитом. Так, в граните на 1  $т$  приходится 20  $г$  галлия, а в руде только около 4  $г$ .

Таблица 68

## Изменение величины галлиелюбности такобских сфалеритов по падению рудного тела

(по О. В. Вершковской и В. С. Красновой)

Горизонт, м	Количество образцов	Среднее содержание галлия, $г/т$	Горизонт, м	Количество образцов	Среднее содержание галлия, $г/т$
1625	7	160	1523	8	181
1569	5	165	1475	9	172

Содержание галлия в сфалеритах из других флюоритсодержащих месторождений Средней Азии также повышенное. В рудопроявлении Таш-Кес-Кен оно, по данным О. В. Вершковской, составляет, вероятно, около 300  $г/т$ ; в месторождении Лачин-Хана 190  $г/т$  (Душин-Барковская, 1963); Аккуль — 250  $г/т$  (В. В. Иванов). Наряду с этим во флюоритовом рудопроявлении Кандара содержания галлия составляют всего от 6 до 7  $г/т$ . Довольно низкие концентрации галлия характерны и для кварцево-карбонатных свинцово-цинковых руд Безымянного месторождения (Ферганский Кара-Тау), а также колломорфных сфалеритов Иокуньжа.

Как указывает О. В. Вершковская, низкотемпературные свинцово-цинковые месторождения Карпат обеднены галлием (см. табл. 66). Среднее содержание для месторождений этого района, с учетом новых данных (В. В. Иванов), вероятно, не превышает 50 г/т.

Для месторождений Грузии имеются единичные сведения по содержанию галлия в Верхне-Квайсинском месторождении (3—23 г/т) и рудопроявлении Скатыкмо (Иваницкий и др., 1960). В последнем месторождении в сфалерите установлены повышенные концентрации галлия (110 г/т).

Данные по зарубежным месторождениям ограничиваются анализами единичных образцов из месторождений, приуроченных к ордовикским осадочным породам Англии. Все они содержат сфалериты с весьма устойчивыми и высокими концентрациями галлия, которые в среднем для всех месторождений составляют не менее 200 г/т галлия.

Таким образом, степень галлиености сфалеритов из низкотемпературной свинцово-цинковой минерализации, залегающей в различных силикатных породах, различна для разных рудных провинций. Вместе с тем, как будет показано далее, в отличие от месторождений миссисипского типа, эти месторождения, по имеющимся данным, как будто бы чаще характеризуются повышенной галлиеностью сфалерита. Интересно, что обогащены галлием не только сфалериты из флюоритовой минерализации, выделенные О. В. Вершковской и др. (1960), как наилучшие концентраторы галлия, но и сфалериты из кварцево-карбонатных и кварцево-баритовых жил. Для вывода надежного среднего генерального содержания галлия в сфалерите из этого типа месторождений материала недостаточно, однако предварительный подсчет показывает, что оно, вероятно, выше по сравнению с содержанием в месторождениях миссисипского типа и с учетом всех месторождений составляет не менее 100 г/т.

Кадмий, галлий и таллий обладают довольно близкими геохимическими чертами и в гидротермальном процессе характеризуются более или менее ярко выраженной тенденцией к рассеиванию; ни один из них не образует в рудах свинцово-цинковых месторождений собственных минералов.

Наряду с общностью ряда свойств каждый из рассмотренных элементов обладает индивидуальными геохимическими особенностями, которые приводят к некоторому их разделению в процессах рудообразования. Свинцово-цинковые месторождения в этом отношении являются наиболее показательными. Анализ фактического материала позволяет утверждать, что в процессе формирования различных типов этих месторождений наиболее сходными чертами поведения характеризуются таллий и галлий, а кадмий стоит несколько особняком. Это хорошо видно из величин отношения Ga : Tl в различных типах свинцово-цинковых месторождений, имеющих небольшой разброс цифр (табл. 69).

Таблица 69

Средние значения отношения Ga : Tl для различных типов свинцово-цинковых месторождений и величины средних содержаний элементов в цинковых обманках

Тип месторождений	Отношение Ga : Tl	Средние содержания, г/т		
		Cd	Ga	Tl
А. Высокотемпературные, средне-температурные силикато-сульфидо-железистые в наиболее сильно метаморфизованных силикатных породах	—	2000	12	—
Б. Высоко-среднетемпературные силикато-сульфидные в скарнах	—	5000	20	—
В. Среднетемпературные в эффузивно-осадочных породах	6	2500	50	8
Г. Среднетемпературные кварц-силикато-сульфидные в гранитоидах, песчаниках и сланцах	15	3000	15	1
Д. Среднетемпературные кварц-сульфидные (сульфосолидные) в карбонатных породах	15	2000	30	20
Е. Низкотемпературные карбонатс-(барит, флюорит)-сульфидные в карбонатных породах	0,6	3000	50	80
Ж. Низкотемпературные карбонато-флюорит-сульфидные в силикатных породах	10	3000	100	10

Таблица 70

Зависимость средних содержаний рассеянных элементов в сфалеритах свинцово-цинковых руд от состава вмещающих пород (г/т)

Месторождения	Вмещающие породы	Средние содержания, г/т		
		Cd	Ga	Tl
Силикато-сульфидные высоко-среднетемпературные	Сильно измененные карбонатные породы (скарны)	5000	20	1
	Сильно измененные силикатные породы	2000	12	1
Кварц-силикато-сульфидные среднетемпературные	Слабо измененные карбонатные породы	2000	30	3
	Слабо измененные песчано-сланцевые и гранитоидные породы	3000	15	1
Карбонато-(барит, флюорит)-сульфидные низкотемпературные	Карбонатные породы	3000	50	80
	Силикатные породы	3000	100	10

Действительно, от наиболее высокотемпературных (обозначим их А и Б — табл. 69) и среднетемпературных (В, Г, Д) типов свинцово-цинковых месторождений к низкотемпературным (Е и Ж) величина концентрации галлия и таллия увеличивается, а кадмия, за одним-единственным исключением, почти не меняется.

При более внимательном рассмотрении приведенных оценок средних содержаний элементов в цинковых обманках можно отметить, что степень их концентрации в значительной мере зависит от состава вмещающих пород. Это наиболее наглядно показано в табл. 70, причем видно, что общая закономерность, характерная для каждого элемента, в ряде случаев осложняется. Так, присущая таллию преимущественная концентрация в рудах, приуроченных к карбонатным породам, в наиболее высокотемпературных месторождениях не проявлена. Для галлия, наоборот, закономерная приуроченность повышенных концентраций к карбонатным породам в низкотемпературных месторождениях нарушается (табл. 70). Причины такого поведения интересующих нас элементов объясняются общими геохимическими особенностями провинций, к которым приурочены соответствующие типы минерализации.

## РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СУРЬМЯНО-РУТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В Средней Азии широко распространены разнообразные сурьмяно-ртутные месторождения. Характерной их особенностью является, как и во многих других регионах мира, поясовое (линейное) расположение. Параллельно или почти параллельно поясам и зонам сурьмяно-ртутной минерализации обычно проходят пояса и зоны со свинцово-цинковым, высокотемпературным оловянно-вольфрамовым и иным оруденением, иногда с частичным совмещением отдельных участков разнородных поясов. Все эти пояса, подчиняясь в каждом конкретном случае локальным закономерностям их размещения, обычно вытянуты согласно простиранию складчатых и разрывных структур области.

В пределах Средней Азии разными авторами выделяется различное количество сурьмяно-ртутных рудных поясов (или металлогенических зон) — от одного (Смирнов, 1947), до четырех (Федорчук, 1964), шести (Синицын, 1959) и семи (Карпова, 1959). Не останавливаясь на рассмотрении используемых указанными авторами принципов выделения сурьмяно-ртутных поясов (зон) и характеристике последних, отметим, что наиболее крупными и промышленно важными в данный момент являются два сурьмяно-ртутных пояса: Южно-Ферганский и Зеравшано-Гиссарский.

Южно-Ферганский (или Туркестано-Алайский) сурьмяно-ртутный пояс протягивается вдоль северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов, составляющих южное обрамление Ферганской долины, а Зеравшано-Гиссарский — вдоль одноименных хребтов, в общем, параллельно или почти параллельно Южно-Ферганскому поясу. Эти пояса тяготеют обычно к ослабленным зонам, возникшим в местах перехода от поднятий к прогибам; они приурочены к глубоко заложеным и длительное время существовавшим краевым разломам. В последних местах (например, в Южно-Ферганском сурьмяно-ртутном поясе) размещаются цепочки интрузивов серпентинизированных ультраосновных и основных магматических пород. В пределах указанных рудных поясов развиты

преимущественно палеозойские отложения, представленные как терригенными, так и карбонатными образованиями. Местами эти породы прорваны довольно крупными интрузивами и штоками магматических пород кислого и среднего состава, а также различными дайковыми образованиями.

Отдельные части рассматриваемых сурьмяно-ртутных поясов отличаются своим специфическим геологическим строением от других их частей и, соответственно, несут несколько иную рудную минерализацию. В пределах этих поясов могут быть выделены, например, участки, в которых значительно развиты интрузивные образования гранитоидного состава. Оруденение в подобных участках в ряде случаев локализовано в экзоконтактовых зонах интрузивов, где оно контролируется серией разрывов различных направлений. В таких околотитивных зонах нередко присутствуют скарны с присущей им минерализацией (магнетитом, пирротинном, арсенопиритом, шеелитом и пр.). Из сурьмяно-ртутного оруденения здесь развиты обычно собственно сурьмяные руды. При этом широкое распространение в последних получают разнообразные сульфоантимониты (тетраэдрит, буланжерит, джемсонит и др.), в то время как количество антимонита в рудах резко падает. В связи с этим в участках развития гранитоидных интрузивов и их производных располагаются месторождения, отличающиеся значительной сложностью минерального состава: здесь сурьмяная минерализация представленная в основном сульфосолями и менее антимонитом, ассоциирует с арсенопиритом, пирротинном, сульфидами меди, свинца и цинка, золотом, иногда шеелитом, касситеритом и другими минералами. Подобные месторождения сложного состава, формирование которых начиналось в высокотемпературных условиях, могут рассматриваться как переходные образования между собственно сурьмяно-ртутными средне-низкотемпературными месторождениями и высоко- и среднетемпературными рудопроявлениями вольфрама, олова, золота, меди, свинца и цинка, рудные пояса которых проходят, как отмечалось, параллельно сурьмяно-ртутным поясам. Границы между этими поясами разной минерализации, как правило, нечеткие. Более того, на значительном протяжении они могут перекрывать друг друга, как это наблюдается, например, в восточной части Алайского хребта (юго-восточная подзона Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, по В. П. Федорчуку) и в некоторых других местах. В ряде случаев в экзоконтактовых зонах интрузивов отмечается и ртутная минерализация, представленная рутьесодержащими блеклыми рудами в интенсивно флюоритизированных породах (Федорчук, 1964).

В дальнейшем мы не будем рассматривать упомянутые сурьмяные и ртутные месторождения сложного состава, так как распределение и поведение в них редких элементов не изучалось, а остановимся на описании типичных средне-низкотемпературных сурьмяно-ртутных месторождений, которые характеризуются в общем

простым минеральным составом. Однако формирование их, как правило, не было одноактным, а протекало стадийно. Об этом свидетельствует, в частности, нередко наблюдаемая пространственная разобщенность сурьмяного и реальгар-аурипигментового оруденения, сурьмяных и ртутных руд, а при наличии в подобных месторождениях значительных выделений флюоритовых, свинцово-цинковых и других руд, как правило, — территориальное обособление их от рудных тел, сложенных антимонитом, киноварью или обоими этими минералами вместе.

Такое соотношение различных минеральных ассоциаций указывает на то, что рудоотложение в этих месторождениях происходило каждый раз из растворов иного состава, при относительно разных температурах.

Характерно, что в отдельных сурьмяно-ртутных месторождениях получают преобладающее развитие обычно одна-две относительно разновозрастные минеральные ассоциации, по которым могут быть выделены следующие типы этих месторождений: 1) кварц-флюорит-антимонит-киноварные; 2) кварц-киноварно-антимонитовые; 3) кварц-антимонитовые; 4) карбонато-киноварные; 5) каолинит-кварц-киноварные; 6) кварц-карбонат-киноварные.

Нерудные составляющие указанных минеральных ассоциаций в значительной степени определяются составом пород, вмещающих оруденение.

Каждой парагенетической ассоциации минералов и, следовательно, отдельным типам сурьмяно-ртутных месторождений свойственны концентрация одних и рассеяние других редких элементов. Так, кварц-флюорит-антимонит-киноварные, кварц-антимонитовые, менее карбонато-киноварные руды в ряде случаев обогащены селеном, а кварц-киноварно-антимонитовые и каолинит-кварц-киноварные месторождения несут повышенное количество таллия и т. д.

### **КВАРЦ-ФЛЮОРИТ-АНТИМОНИТ-КИНОВАРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Комплексные кварц-флюорит-антимонит-киноварные, как правило, с реальгаром и аурипигментом месторождения довольно широко распространены в Средней Азии. Они приурочены преимущественно к карбонатным породам, а также к перекрывающим их (или переслаивающимся с ними) сланцам и песчаникам. Для этих месторождений отмечается (Никифоров, 1959; Федорчук, 1961) многоярусность оруденения, обусловленная стратиграфо-литологическими и геолого-структурными факторами.

Оруденение несут обычно приконтактные, часто тектонические зоны известняков и сланцев, участки окварцованных и брекчированных известняков и многочисленные тектонические разрывы разных направлений в известняках и менее в сланцах. Наличие

сланцевого экрана играло при этом весьма важную роль в рудоотложении.

Считается, что по условиям залегания и форме рудные тела описываемых месторождений могут быть согласными пласто- и линзообразными телами в полого- и крутопадающих складчатых слоистых толщах или, реже, секущими жилами и линзами.

По минеральному составу месторождения данного типа относятся к комплексным сурьмяно-ртутным или сурьмяно-ртутно-мышьяковым. Главными промышленными рудными минералами являются киноварь и антимонит, различные количественные соотношения которых определяют отнесение месторождения к ртутно-сурьмяным или сурьмяно-ртутным. Часто в этих месторождениях наблюдаются пространственно обособленные от ртутных и сурьмяных руд скопления реальгара и аурипигмента, локализованные, как правило, в углисто-глинистых сланцах, перекрывающих рудоносные известняковые брекчии. Кроме указанных минералов, в рудах встречаются пирит, марказит, блеклые руды (тетраэдрит, швацит), халькопирит, сфалерит, метациннабарит и др. Среди нерудных минералов главную роль играют кварц и флюорит, второстепенную — кальцит, барит; иногда присутствуют халцедон, серицит, минералы группы гидрослюд и каолинита и др.

Описываемые месторождения характеризуются тем, что отдельные минеральные ассоциации, отложенные в относительно разных условиях, часто пространственно разобщены. Так, кварц-флюорит-антимонитовые (с небольшим количеством киновари) руды приурочены обычно к джаспероидам, расположенным между подстилающими известняками и перекрывающими их сланцами; относительно более низкотемпературные карбонато-(барит)-киноварные руды локализованы чаще в подстилающих известняках и нижней части перекрывающих сланцев; реальгар-аурипигментовая минерализация связана обычно с перекрывающими сланцами. Местами наблюдается пространственное совмещение различных парагенетических ассоциаций минералов.

Руды кварц-флюорит-антимонит-киноварных месторождений Средней Азии, особенно их ранние парагенетические ассоциации, как правило, обогащены селеном, кроме которого иногда устанавливается некоторая концентрация серебра. Другие редкие элементы (таллий, теллур, галлий, германий, индий, кадмий) присутствуют в рудах в рассеянном состоянии. Одним из наиболее изученных месторождений рассматриваемого типа в отношении указанных элементов является Хайдарканское рудное поле, на примере которого и будет рассмотрено распределение редких элементов в рудах данного типа.

Это кварц-флюорит-антимонит-киноварное рудное поле находится примерно в центральной части Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. В геологическом строении его принимают

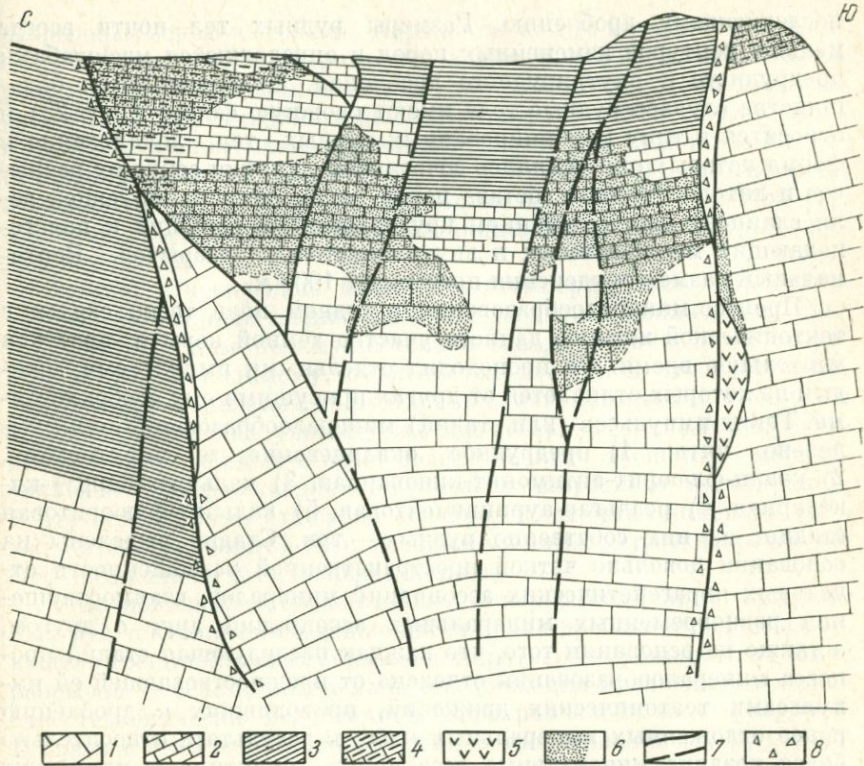
участие силурийские, девонские и каменноугольные отложения, а также секущие их дайки и штоки магматических пород. Терригенные толщи силура, девона и карбона на значительной части территории рудного поля надвинуты с севера на юг по Ишметаускому надвигу на отложения нижнего и среднего карбона, и поэтому в пределах рудного поля наблюдается двухъярусное строение.

Нижний (поднадвиговый) ярус относится, по Г. С. Поршнякову (1961), к известняково-доломитовому типу разрезов позднедевонских прогибов. В пределах рудного поля он сложен преимущественно известняками нижнего и среднего карбона ( $C_1^v - C_2^{m_1}$ ), перекрытыми в верхней части разреза глинистыми и известково-глинистыми сланцами ( $C_2^{m_{1-2}}$ ), переслаивающимися с глинисто-известковистыми песчаниками и алевролитами.

Верхний ярус, надвинутый на указанные отложения нижнего и среднего карбона, относится по тем же данным, к терригенному (сокращенному) типу разрезов раннедевонских прогибов. В его составе в пределах рудного поля отмечены силурийские (глинистые, кремнисто-серицит-глинистые, песчано-глинистые сланцы), девонские (полимиктовые песчаники, углисто-кремнистые и кварцсерицитовые сланцы) и каменноугольные (конгломератовидные и песчаные известняки, песчаники и сланцы) отложения.

Отложения как нижнего, так и верхнего ярусов прорваны до-рудными дайками диабазового порфирита, кроме которых в отдельных участках рудного поля встречены единичные тела кварцевого альбитофира и кварцевого порфира, а также небольшой шток сиенит-мондонитового состава.

Осадочные породы рудного поля образуют вытянутую в широтном направлении антиклинальную структуру, осложненную более мелкими складками и многочисленными разрывами разных порядков и направлений. Ось антиклинали испытывает неоднократные погружения и воздымания, в связи с чем по простиранию структуры наблюдается несколько куполовидных поднятий, разделенных прогибами. Северное и южное крылья этой антиклинали имеют различное строение. Северное крыло (ранее осложненное, по-видимому, флексуобразным перегибом, дальнейшее развитие которого привело к возникновению здесь мощной зоны разломов) состоит из ряда блоков-чешуй, которые то взброшены, то опущены один относительно другого по крутопадающим продольным взбросам и сбросам, представляющим отдельные ветви широтной зоны разломов. Поэтому в этой части рудного поля наблюдается неоднократное чередование (переменяемость) как в плане, так и в разрезе пачек пород, состоящих из известняков и перекрывающих их сланцев, или пачек, представленных только сланцами или только известняками. Южное крыло и шарнирная часть антиклинали характеризуются в отличие от ее северного крыла относительно более спокойным строением. Здесь достаточно четко фиксируется антиклинальный характер структуры и осложняющие ее более мелкие складки,



Фиг. 25. Разрез Шаркрасмесайской зоны разрывов — клин Главного рудного участка (по материалам геологов рудника)

1 — известняки  $C_2^{22}$ ; 2 — слоистые известняки  $C_2^{m1}$ ; 3 — сланцы  $C_2^{m1-2}$ ; 4 — сильно окварцованные известняки (джаспериоды); 5 — диабазовые порфириды; 6 — ртутное оруденение; 7 — разрывы; 8 — тектоническая брекчия

которые в сочетании с различно ориентированными разрывами являлись благоприятными для локализации богатых руд.

Тектонические разрывы в рудном поле многочисленны и разнообразны. Среди них могут быть выделены (начиная с наиболее крупных): региональные надвиги; широтные крутопадающие разрывы, характеризующиеся сравнительно большой амплитудой перемещения и сложным строением; диагональные (северо-восточные) разрывы взбросо-(сбросо)-сдвигового типа; трещины северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного простираний. Вмещающие оруденение породы обычно интенсивно изменены — окварцованы, пиритизированы и серицитизированы.

Размещение и локализация сурьмяно-ртутных и ртутных тел во многих случаях связаны с зонами и блоками гидротермально измененных пород, в первую очередь окварцованных, подвергшихся

последующему дроблению. Размеры рудных тел почти всегда меньше контуров измененных пород и определяются масштабами предрудного и внутрирудного дробления. В подавляющем большинстве случаев рудные тела имеют сложную форму (фиг. 25) и относятся к типу комбинированных рудных тел, локализация и форма которых определялись сочетанием влияния секущих разрывов и литологического состава пород (особенно экранирующей роли сланцев) или сочетанием крутопадающих секущих и пологопадающих межпластовых и внутрипластовых разрывов. Вертикальный размах оруденения превышает 1000 м.

Процесс минералообразования в рудном поле тесно связан с тектонической жизнью данного участка земной коры и протекал длительное время. Он происходил отдельными импульсами, каждый из которых отличается от других присущими ему особенностями. Таких импульсов (или стадий) минералообразования нами выделено пять: 1) предрудное окварцевание и пиритизация, 2) кварц-флюорит-антимонит-киноварная, 3) кальцит-(барит)-киноварная, 4) реальгар-аурипигментовая, 5) кальцит-флюоритовая стадии; из них собственно рудных — три. Стадии выделены на основании довольно четкой пространственной разобщенности отдельных парагенетических ассоциаций минералов, взаимоотношения разновременных минеральных ассоциаций друг с другом, а также на основании того, что каждая последующая стадия процесса минералообразования отделена от предшествовавшей ей импульсами тектонических движений, приводивших к дроблению ранее отложенных минеральных масс; в результате относительно более поздние минеральные ассоциации цементируют или секут более ранние.

Первая стадия минералообразования является предрудной. Она происходила после завершения процесса складкообразования и последующих тектонических движений по крупным субширотным разрывам, зарождение которых связано с конечными этапами складчатости. Стадия проявлена в интенсивном окварцевании, а также пиритизации вмещающих пород. Наиболее сильному окварцеванию подверглись участки дробления пород, особенно вдоль тектонических разрывов, проходивших по границе разнородных сред (известняков и сланцев). Окварцевание значительно повысило хрупкость вновь образованных измененных пород и тем самым подготовило благоприятные условия для возникновения участков дробления и растрескивания пород при последующих тектонических движениях. Этими участками оказались, как правило, зоны ранее окварцованных пород.

Во вторую стадию минералообразования, отделенную от первой импульсом тектонических движений, вызвавших дробление, в основном, окварцованных пород, происходило отложение кварц-флюорит-антимонит-киноварной минеральной ассоциации. Последняя пространственно приурочена к субширотным крутопадающим

разрывным зонам и особенно Караарчинской (в меньшей степени к отдельным участкам Долинного разлома и относительно мелким разрывам, расположенным между Караарчинским и Долинным разрывами). С этой стадией процесса рудообразования связано формирование комплексных сурьмяно-ртутных руд рудного поля, состоящих в основном из кварца (II), флюорита (II), антимонита, киновари (I) и небольшого количества барита (I), кальцита (I), медно-сурьмяных сульфосолей, метациннабарита и некоторых других минералов.

Третья, относительно более низкотемпературная, карбонато-(барит)-киноварная стадия связана с развитием движений по тектоническим зонам преимущественно северо-восточного простирания. Этим, по-видимому, объясняется тот факт, что собственно ртутная минерализация на рудном поле локализована в основном в отдельных участках упомянутых зон северо-восточного направления и в сопряженных с ними более мелких трещинах меридионального северо-западного и отчасти широтного простираний. В эту стадию было отложено основное количество киновари (II), кальцита (II), барита (II), которые местами сопровождаются небольшим количеством кварца и пирита.

Возобновившиеся после отложения карбонато-(барит)-киноварных руд тектонические движения вызвали дробление пород и раскрытие трещин главным образом в широтных и субширотных зонах разрывов. Особенно интенсивно эти движения проявились в наиболее тектонически ослабленной Караарчинской зоне разрывов. В связи с этим максимальное количество мышьяковых руд, отложение которых связано с четвертой стадией минералообразования, локализовано именно в этой зоне разрывов. Поэтому кальцит-реальгар-аурипигментовая минеральная ассоциация во многих случаях пространственно наложена на ранее сформированные кварц-флюорит-антимонит-киноварные руды.

Последняя, пятая, стадия минералообразования представляет завершение рудообразующего процесса и является безрудной. Она проявилась, предположительно, несколько слабее предшествующих стадий, что обусловлено, видимо, общим ослаблением тектонических напряжений в данном участке земной коры. Выражена она безрудными кальцитовыми и флюорит-кальцитовыми прожилками, секущими ранее отложенные минеральные ассоциации.

Редкие элементы обнаружены в описываемом рудном поле как во вмещающих породах, так и в минералах руд. Примерное среднее содержание редких элементов в породах рудного поля представлено в табл. 71, из которой видно, что наиболее высокое содержание ряда элементов связано с породами разрывных зон — разнообразными брекчиями, окварцованными и брекчированными породами, несущими, как правило, сурьмяно-ртутную минерализацию.

Распределение редких элементов в минералах руд характеризуется следующими данными. Наиболее типичным элементом рас-

Таблица 71

Среднее содержание редких элементов в породах рудного поля \*

Элемент	Среднее арифметическое содержание редких элементов в породах рудного поля, г/т			
	Известняки	Сланцы	Породы разрывных зон	Диабазовые порфириты (дайкиты)
Индий . . . . .	$\frac{0,01}{33}$	$\frac{0,05}{68}$	$\frac{0,03}{41}$	$\frac{0,03}{5}$
Таллий . . . . .	$\frac{n/o}{75}$	$\frac{0,71}{142}$	$\frac{1,4}{186}$	$\frac{0,66}{12}$
Галлий . . . . .	$\frac{0,1}{30}$	$\frac{4,3}{7}$	$\frac{2,85}{7}$	$\frac{2,57}{7}$
Германий . . . . .	$\frac{n/o}{30}$	$\frac{0,12}{7}$	$\frac{0,43}{7}$	$\frac{0,39}{12}$
Висмут	$\frac{0,07}{30}$	$\frac{0,02}{7}$	$\frac{0,44}{7}$	$\frac{0,01}{7}$
Серебро . . . . .	$\frac{0,29}{30}$	$\frac{0,54}{7}$	$\frac{0,16}{7}$	$\frac{0,06}{7}$
Кадмий . . . . .	$\frac{0,64}{17}$	$\frac{0,04}{26}$	$\frac{0,7}{37}$	$\frac{0,5}{2}$

\* В числителе — среднее содержание, в знаменателе — общее количество анализированных проб.

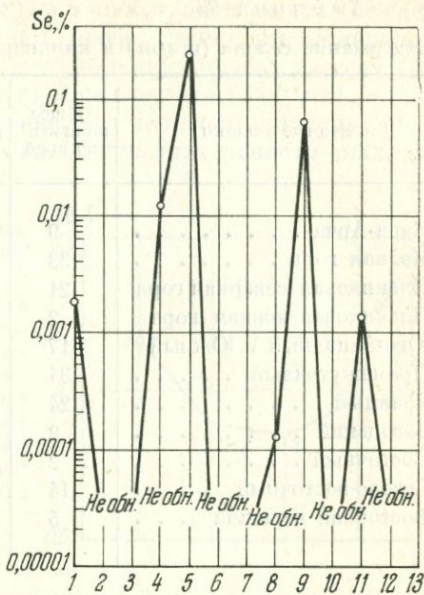
Таблица 72

Содержание селена (в г/т) в рудообразующих минералах

Минерал	Общее количество проб	Из них с селеном	Содержание Se		
			минимальное	максимальное	среднее
Пирит . . . . .	28	15	4	64	18,3
Флюорит I . . . . .	5	—	—	—	—
Кварц . . . . .	7	—	—	—	—
Антимонит . . . . .	15	14	6,5	550	125,2
Киноварь I . . . . .	15	15	50	6300	2456,6
Барит I . . . . .	3	—	—	—	—
Кальцит I . . . . .	4	—	—	—	—
Глинистые минералы . . .	7	1	10	—	1,4
Киноварь II . . . . .	18	18	180	1480	606,6
Кальцит II . . . . .	4	—	—	—	—
Аурипигмент и реальгар	3	2	10	36	15,3
Флюорит II . . . . .	3	—	—	—	—
Кальцит IV . . . . .	4	—	—	—	—

Фиг. 26. Содержание (в %) селена в рудообразующих минералах рудного поля

1 — пирит; 2 — флюорит-I; 3 — кварц; 4 — антимонит; 5 — киноварь-I; 6 — барит; 7 — кальцит-I; 8 — глинистые минералы; 9 — киноварь-II; 10 — кальцит-II; 11 — аурипигмент и реальгар; 12 — флюорит-II; 13 — кальцит-IV



смаатриваемых руд, образующим в них значительные концентрации, является селен. Однако низкая чувствительность применявшегося для его определения химического анализа (2 г/г) не позволила установить его содержание в породах, вмещающих эруденение. По этой же причине он не обнаружен и в ряде рудообразующих минералов.

Поэтому в настоящее время можно говорить лишь о его распределении в главных рудных минералах рудного поля (табл. 72, фиг. 26) и некоторых минералах зоны окисления.

Из табл. 72 следует, что главным минералом-концентратором селена является киноварь, затем — антимонит. При этом более ранняя ее разновидность, выделявшаяся в кварц-флюорит-киноварно-антимонитовую стадию процесса рудообразования, содержит селена в четыре раза больше, чем киноварь более поздняя, отложенная совместно с кальцитом II и баритом II.

Пространственное распределение наиболее высоких концентраций селена в киноварь вполне согласуется с размещением в пределах рудного поля высокотемпературной минеральной ассоциации.

Ранние (сурьмяно-ртутные с флюоритом и кварцем) руды распространены преимущественно в северной группе рудных участков рудного поля, локализованных в пределах основной рудоконтролирующей структуры — Караарчинской зоны разломов. Частично они развиты, кроме того, в тех местах южной группы участков, которые тяготеют к зоне Долинного разлома, также служившей, по-видимому, одним из каналов поступления рудоносных растворов. Полученные результаты анализов на селен по отдельным рудным участкам (табл. 73) показали, что самые низкие средние содержания его характерны для рудных участков, находящихся между указанными зонами разрывов, а относительно более высокие — для участков, тяготеющих к этим зонам (фиг. 27).

## Содержание селена (в г/т) в киновари отдельных рудных участков

Рудные участки	Общее количество проб	Из них с селеном	Содержание Se		
			минимальное	максимальное	среднее
Кара-Арча . . . . .	9	9	640	6300	2000
Медная гора . . . . .	33	33	660	4500	2910
Плавиговая северная гора	21	21	850	3800	2200
Плавиговая южная гора	2	2	180	960	570
Юго-Западный и Южный	17	17	115	1300	530
Промежуточный . . . . .	34	34	180	1120	571
Главный . . . . .	24	24	180	1120	490
Заводский . . . . .	2	2	340	1310	825
Восточный . . . . .	2	2	500	700	600
Северо-восточный . . . .	14	14	190	890	430
Восточная вершина . . .	5	5	380	1480	808

Из этого следует, что селен, обладающий ограниченной миграционной способностью в рудообразующем процессе, склонен накапливаться непосредственно в главных рудоподводящих зонах или вблизи них. Такими рудоподводящими зонами служила в данном случае Караарчинская зона разломов и Долинный разрыв. В пределах этих рудоподводящих зон могут быть выделены центральные каналы поступления рудоносных растворов. Их можно наметить, во-первых, на основании пространственного распространения относительно более высокотемпературных минеральных ассоциаций и, во-вторых, на основании пространственного же распределения наиболее высоких средних концентраций селена в рудах. Предположительно можно считать, что на описываемом рудном поле такие центральные каналы находились в пределах Караарчинской зоны разломов в районе горы Медной, а в пределах Долинного разлома — в районе Заводского участка (возможно, в месте стыка диагонального Шаркхамесайского и широтного Долинного разрывов, образующих здесь острый угол).

Из минералов зоны окисления селен обнаружен в количестве от 9 до 11 г/т (среднее 6,7 г/т) в ярозите, в одной пробе сервантита (14 г/т) и кермезита, в котором содержание селена изменяется от 6 до 20 г/т (среднее 8,3 г/т).

Минералов селена в рудах не обнаружено, поэтому приходится предполагать неминеральную форму вхождения этого элемента в рудообразующие минералы.

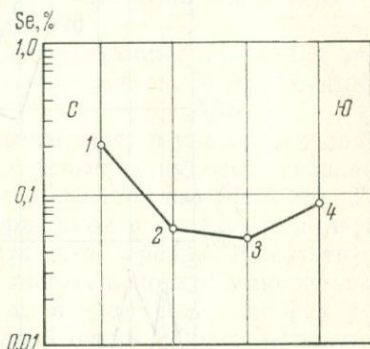
Теллур определялся в 111 пробах разных рудообразующих минералов рудного поля и обнаружен лишь в 15 пробах пирита (от

следов до 40 г/т, среднее — 6,5 г/т), в 5 пробах антимонита (от следов до 33 г/т, среднее 3,53 г/т) и 1 пробе глинистых минералов (2 г/т). Определен он также в ярозите — в двух пробах из трех (от следов до 8,0 г/т, среднее — 2,7 г/т) и сервантите (14,0 г/т).

Содержание теллура, как и селена, во вмещающих породах рудного поля не определялось из-за низкой чувствительности анализа.

**Фиг. 27.** Изменение среднего содержания (в %) селена в киновари в пределах рудного поля с севера на юг

1 — среднее содержание селена в киновари участка Кара-Арча, расположенного в Караарчинской зоне разрывов; 2, 3 — среднее содержание селена в киновари Промежуточного (2) и Главного (3) участков, находящихся между Караарчинской зоной разрывов и Долинным разломом; 4 — среднее содержание селена в киновари Заводского участка, прямикающего с севера к Долинному разлому

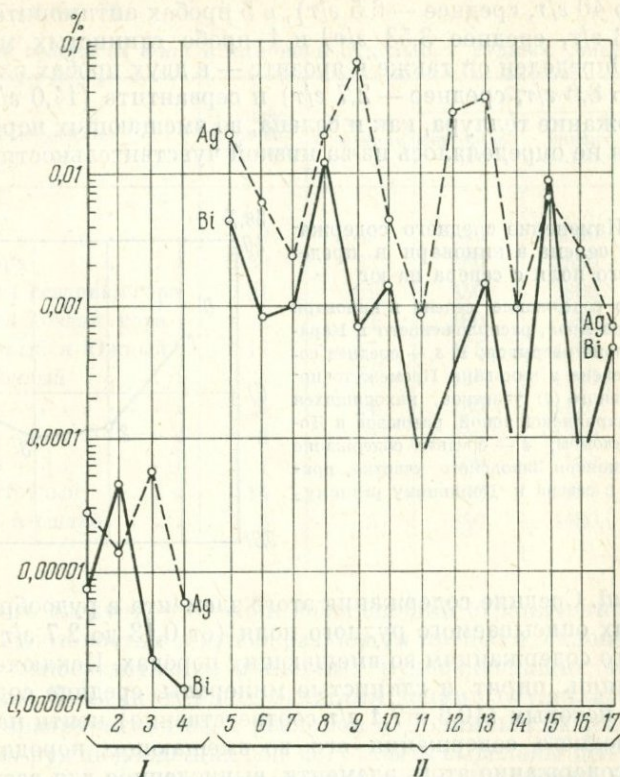


**Таллий.** Средние содержания этого элемента в рудообразующих минералах описываемого рудного поля (от 0,13 до 2,7 г/т) обычно близки его содержаниям во вмещающих породах. Исключением является лишь пирит и глинистые минералы, средние содержания таллия в которых (10,6 и 7,1 г/т соответственно) почти на порядок выше среднего содержания его во вмещающих породах. Общее среднее содержание этого элемента, вычисленное для всех рудных минералов (кроме пирита), почти в четыре раза ниже общего среднего содержания его в нерудных минералах, вычисленного без учета данных для глинистых минералов. Это указывает на то, что в данном случае у таллия четко проявились литофильные свойства и что перераспределение его и накопление в рудах под влиянием рудообразующих растворов почти не происходило, за исключением некоторого обогащения им пирита и глинистых минералов.

Обнаружен таллий и в отдельных минералах зоны окисления. Из них самое высокое содержание его определено в ярозите (от 3 до 224 г/т, среднее — 77 г/т). В сервантите содержание таллия получено равным 3 г/т, а в сванбергите 5 г/т.

**Галлий.** Содержание галлия в гипогенных рудных минералах обычно несколько ниже его содержания во вмещающих породах и жильных минералах руд. Следовательно, накопления его в процессе рудообразования не происходило.

**Кадмий** обнаружен в небольшом количестве проб и только в рудных минералах. При этом среднее содержание его в пирите (7,2 г/т), антимоните (10 г/т) и киновари (8 г/т) очень близко



Фиг. 28. График средних содержаний(в %) серебра и висмута в породах и рудообразующих минералах рудного поля

I — породы рудного поля: 1 — карбонатные породы, 2 — брекчии, 3 — терригенные алюмосиликатные породы, 4 — основные породы (диабазовые порфириды); II — рудообразующие минералы: 5 — пирит, 6 — флюорит-I, 7 — кварц, 8 — антимонит, 9 — киноварь-I, 10 — барит, 11 — кальцит-I, 12 — глинистые минералы, 13 — киноварь-II, 14 — кальцит-II, 15 — аурипигмент и реальгар, 16 — флюорит-II, 17 — кальцит-IV

среднему содержанию его во вмещающих породах. Значит и этот элемент в рудообразующем процессе также не накапливался.

Индий обнаружен во всех рудообразующих минералах рудного поля, а также в некоторых минералах зоны окисления. Средние содержания этого элемента в рудных минералах руд примерно на порядок выше его ореольной концентрации в породах рудного поля, а средние содержания в нерудных минералах в общем близки ореольным. Относительно более высокие его содержания отмечаются в рудных минералах ранней парагенетической ассоциации (киноварно-антимонитовой).

*Германий* из-за общего низкого содержания и малой чувствительности анализа обнаружен не во всех рудообразующих минералах рудного поля. Большинство минералов, в которых установлено присутствие германия, характеризуются относительно более высоким содержанием этого элемента по сравнению с его ореольной концентрацией в породах рудного поля. С этой точки зрения рассматриваемый элемент близок к индию, однако он более тяготеет к нерудным минералам.

*Серебро*. Поведение серебра в рудообразующих минералах значительно отличается от поведения в них таллия, галлия, кадмия, теллура.

Этот элемент, в отличие от последних, дает в указанных минералах более высокую концентрацию, превышающую его ореольное содержание в породах рудного поля в 100—1000 раз (фиг. 28). Такое резкое различие между его содержанием в породах и минералах рудного поля позволяет считать, что серебро присутствует здесь не только в виде изоморфной примеси, но и в минеральной форме. Действительно, еще в 1963 г., в единичных шлифах руд описываемого рудного поля отмечались очень мелкие выделения пираргирита.

*Висмут*. Особенности распределения в рудах висмута близки особенностям распределения серебра, но содержание висмута в минералах более низкое.

Таким образом, в рудах описываемого рудного поля наблюдается высокая концентрация селена и некоторое накопление серебра. Остальные редкие элементы находятся в рассеянном состоянии.

### **КВАРЦ-КИНОВАРНО-АНТИМОНИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Кварц-киноварно-антимонитовые месторождения, обычно также содержащие то или иное количество реальгара и аурипигмента, близки к комплексным кварц-флюорит-антимонит-киноварным месторождениям по их геологической позиции и отчасти по минеральному составу.

Однако между ними имеются и существенные различия, заключающиеся, в частности, в почти полном отсутствии в кварц-киноварно-антимонитовых месторождениях флюорита, отсутствии заражения руд селеном, обычно слабом развитии ртутного оруденения и значительном обогащении руд таллием. Эти месторождения распространены в пределах Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса, одно из которых и рассматривается здесь в качестве типичного примера.

В геологическом строении этого месторождения принимают участие силурийские, нижнекарбоновые и четвертичные образования.

В составе силурийских отложений выделены (снизу вверх): зеленые кварц-хлорит-серицитовые сланцы венлока ( $S_1^{w_2}$ ), черные доломиты ( $S_2^{lda}$ ) и светло-серые известняки ( $S_2^{ldb}$ ) лудлова; общая мощность их более 700 м. Нижнекарбонные отложения, несогласно залегающие на силурийских, представлены (снизу вверх): визейскими темно-серыми известняками с прослоями и линзами черных глинистых сланцев ( $C_1^{2a}$ ); черными сильно перематыми глинистыми, глинисто-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, филлитами, алевролитами и песчаниками с небольшими линзами и тонкими прослоями известняков ( $C_1^{2b'}$ ); темно-серыми кремнистыми сланцами внизу и роговиками вверху ( $C_1^{2b''}$ ); глинисто-серицитовыми сланцами и филлитами с прослоями серых песчаников и известняков ( $C_1^{2b'''}$ ); темными оолитовыми известняками ( $C_1^{2c}$ ); переходными от визе к намюру толщами зеленовато-серых песчаников, глинисто-серицитовых сланцев, толстослоистых кварцевых песчаников ( $C_1^{2+3a}$ ) и светло-серыми песчанистыми известняками ( $C_1^{2+3b}$ ); общая мощность нижнекарбонных отложений колеблется в пределах 600—900 м.

Геологоструктурная позиция месторождения определяется его приуроченностью к тектоническому клину, возникшему в районе центроклинального замыкания довольно крупной субширотной синклинали.

Тектонический клин образован региональным взбросо-надвигом запад-северо-западного простирания и крупным сбросом северо-восточного направления. Эти тектонические разломы ограничивают месторождение соответственно с юга и запада. Породы, заключенные между ними, интенсивно раздроблены и разлинзованы относительно более мелкими разрывами, имеющими преимущественно северо-восточное простирание. В результате здесь было создано сложное складчато-блоковое сооружение, отдельные линзы и блоки которого, представленные в основном известняками и сланцами, приподняты или опущены один относительно другого. В контактовых зонах таких блоков и линз образовались известняковые и известняково-сланцевые тектонические брекчии, на которые затем было наложено оруденение.

Оруденелые брекчии имеют форму обычно крутопадающих линз, блоков и столбов, расположенных относительно друг друга, как правило, кулисообразно. Различной интенсивности оруденение практически распространено во всех породах месторождения, претерпевших большее или меньшее брекчирование. Однако до последнего времени принято было считать (З. В. Сидоренко, В. И. Верхов, В. П. Тихонов и др.), что на описываемом месторождении оруденение приурочено к трем стратиграфическим горизонтам: брекчированным карбонатным породам силура и низов карбона, брекчированным и окварцованным кремнистым сланцам ( $C_1^{2b''}$ ) и брекчированным сланцам и песчаникам визе-намюра ( $C_1^{2+3a}$ ). Руды первого рудного горизонта развиты на Основном, Нижнем,

Центральном и Южном участках месторождения, второго — слагают 1, 2, 3 и 5 рудные выходы и третьего — образуют 4-й рудный выход. Последний расположен гипсометрически выше всех указанных рудных участков и, в отличие от них, несет наиболее богатое киноварное оруденение, ассоциирующее с колломорфным антимонитом и другими низкотемпературными минералами.

Главным рудным минералом месторождения является антимонит, второстепенными — киноварь, реальгар, аурипигмент, пирит, марказит, мельниковит, редкими и очень редкими — метациннабарит, гвадалкацарит, тетраэдрит, халькопирит, буланжерит, бертьерит, сфалерит, галенит и некоторые другие. Главные нерудные рудообразующие минералы — кварц, кальцит, доломит, второстепенные, редкие и очень редкие — дикиит, каолинит, халцедон, барит, флюорит, анкерит и др.

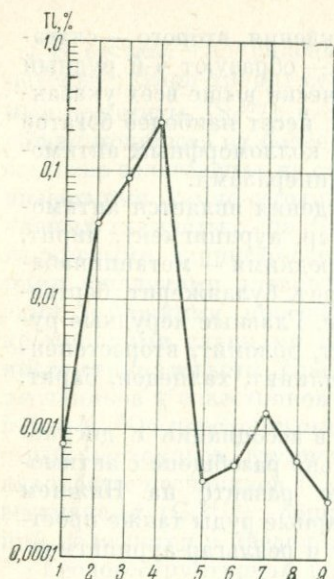
Реальгар-аурипигментовое оруденение в ассоциации с дисульфидами железа, как правило, территориально разобщено с антимонитовыми рудами; оно наиболее широко развито на Нижнем участке месторождения. Местами и киноварные руды также пространственно обособлены от антимонитовых и реальгар-аурипигментовых руд.

Из редких элементов на месторождении широко и в значительном количестве распространен практически только таллий, кроме которого в ничтожном количестве присутствуют галлий, германий, селен, теллур, кадмий, индий и некоторые другие элементы.

Повышенное содержание таллия установлено как во вмещающих оруденение породах, так и в рудах. Содержание этого элемента в рудоносных брекчиях, по данным А. В. Плеско, составляет, как правило, сотые и тысячные доли процента; в известняках лудлова (в участках, не подвергшихся дроблению, но примыкающих к рудоносной брекчии) — первые тысячные доли процента; в черных углисто-глинистых и зеленых кварц-хлорит-серицитовых сланцах всякого бока рудной зоны — десятитысячные и тысячные доли процента. Наиболее высокие содержания таллия (сотые доли процента) характерны для рудоносных крупнообломочных сланцевых брекчий, несущих реальгар-аурипигментовую минерализацию с дисульфидами, являющуюся относительно более низкотемпературной по сравнению с антимонитовыми и антимонито-киноварными рудами.

В неизмененных гидротермальными процессами породах — известняках, конгломератах, песчаниках и сланцах нижнего карбона, метаморфизованных известняках лудлова и кварц-хлорит-серицитовых сланцах венлока — таллий не обнаружен (при чувствительности химического анализа 2 з/г).

На основании приведенных данных по распределению таллия в породах месторождения, может быть сделан вывод, что этот элемент привнесен гидротермальными растворами и что в условиях



Фиг. 29. График средних содержаний (в %) таллия в дисульфидах железа и других рудообразующих минералах месторождения

1 — пирит кристаллический, ранний; 2 — пирит и марказит кристаллические, поздние; 3 — мельниквит и колломорфные пирит и марказит; 4 — мельниквит, марказит и колломорфный пирит из реальгар-аурипигментового оруденения; 5 — тетраэдрит; 6 — антимонит кристаллический; 7 — антимонит колломорфный; 8 — киноварь; 9 — реальгар и аурипигмент

низкотемпературного процесса рудообразования он не рассеивался в силикатных минералах вмещающих пород, а концентрировался в гидротермальных сульфидах, особенно, в дисульфидах железа.

Содержание таллия в руде описываемого месторождения достигают 70 г/т, а в рудном концентрате до 35 г/т. Этот элемент установлен здесь в дисульфидах железа, антимоните, киновари, реальгаре, аурипигменте, тетраэдрите, ярозите, кермезите (табл. 74, фиг. 29), а также присутствует, как установлено В. Ю. Волгиным, в виде собственного минерала — лорандита.

Наиболее высокие содержания таллия отмечены в дисульфидах железа и ярозитах и, менее высокие — в антимонитах и киновари. Для таллиеносных разновидностей антимонита и киновари характерны метаколлоидные текстуры. В реальгаре, аурипигменте и тетраэдрите таллий присутствует спорадически в очень малых количествах.

Относительно таллиеносности антимонитов месторождения можно отметить следующее. В явно кристаллических разновидностях антимонита фиксируется отсутствие таллия или довольно низкое (в среднем десятитысячные доли процента) его содержание. Несколько более высокое содержание этого элемента (обычно тысячные доли процента) характерны для колломорфных антимонитов. В самом позднем, возможно, переотложенном, игольчатом антимоните, встречающемся вместе с доломитом, кальцитом и киноварью в пустотах пород, таллий не обнаружен.

Обращает внимание предпочтительное, по сравнению с антимонитом, вхождение таллия в дисульфиды железа. Поэтому там, где антимонит находится в ассоциации с пиритом, в антимоните отсутствуют даже следы таллия. Это характерно не только для кристаллических, вообще более бедных таллием, но и колломорфных разновидностей антимонита. Сказанное можно иллюстрировать следующи-

Таблица 74

Содержание таллия в минералах месторождения (в г/т)

Минерал	Общее количество проб	Из них с таллем	Содержание Tl			Примечание
			минимальное	максимальное	среднее	
Пирит кристаллический, ранний . . . . .	3	3	7	8	7,5	Из них один анализ В. В. Тихомировой
Пирит и марказит кристаллические, поздние	29	29	18	5700	389	Из них четыре анализа В. В. Тихомировой
Мельниковит, марказит и колломорфные пирит и марказит . . . . .	22	22	60	4000	868	
Мельниковит, марказит и колломорфные пирит и марказит из реальгар-аурипигментового оруденения . . . . .	9	9	1200	5600	2491	Из них три анализа В. В. Тихомировой
Антимонит кристаллический . . . . .	13	7	Сл.	40	5	Из них четыре анализа В. В. Тихомировой, три анализа А. В. Плеско и один анализ Т. И. Новиковой
Антимонит колломорфный . . . . .	11	9	4	43	15	
Киноварь . . . . .	4	3	4	12	5,5	
Реальгар и аурипигмент	9	3	2	17	2,9	
Тетраэдрит . . . . .	2	1	—	8	4	
Барит . . . . .	3	—	—	—	—	
Доломит . . . . .	1	1	—	3	—	
Ярозит . . . . .	7	7	150	5500	1344	
Кермезит . . . . .	1	1	—	14	14	

ми примерами. В крупнокристаллическом антимоните из зоны дробления в доломитизированной брекчии, находящемся в ассоциации с дисульфидами железа, таллий не установлен, в то время как пирит из этого же образца содержит 420 г/т таллия; в колломорфном и тонкозернистом антимоните, ассоциирующем с дисульфидами железа, в кремнисто-карбонатной брекчии Центрального участка месторождения таллий не обнаружен, а в дисульфиде железа содержание его соответственно равно 3000 и 1200 г/т. В тех же участках, в частности на 4-ом рудном выходе, где нет дисульфидов железа, содержание таллия в колломорфном антимоните достигает 20—43 г/т; вместо дисульфидов железа здесь

присутствует гематит и маггемит, в которых таллий не зафиксирован.

Из дисульфидов железа наиболее богаты таллием колломорфные разности их, содержание таллия в которых достигает 3000—4000 г/т. Особенно обогащены таллием дисульфиды железа в тех участках, где широко развиты руды мышьяка в виде реальгара и аурипигмента. Одной из причин этого является, по-видимому, то, что таллий накапливается в конечные этапы рудообразующего процесса. Именно к этим этапам и приурочено выделение реальгара и аурипигмента, а также парагенетически связанных с ними дисульфидов железа. Вторая причина заключается в способности таллия к более легкому соосаждению его из растворов в случае присутствия в них соединений мышьяка (Руднев, 1958).

В более ранних дисульфидах железа, выделившихся из рудообразующих растворов в относительно более высокотемпературных стадиях минералообразования, количество таллия невелико. Так, для описываемого месторождения в дисульфидах железа ранней стадии, представленных главным образом мелкой вкрапленностью кристаллического пирита и реже марказита, содержания таллия составляют единицы граммов на 1 т, а среднее содержание таллия в более поздних дисульфидах железа, ассоциирующих с реальгаром и аурипигментом, равно 2490 г/т, при максимальном 5600 г/т.

Таким образом, данные химических анализов различных минералов месторождения показывают, что главная масса рассеянного таллия заключена на месторождении в дисульфидах железа, являющихся второстепенными, но довольно распространенными минералами, содержащимися в рудах чрезвычайно неравномерно. Представлены они преимущественно колломорфными разностями с постепенными переходами от сажистого мельниковита к марказиту и пириту.

Был анализирован также пирит осадочного происхождения (один анализ) из пиритизированного каменного угля юрских угленосных отложений, распространенных в районе месторождения — таллий в нем не обнаружен.

Присутствие таллия в рудовмещающих породах месторождения устанавливается в основном за счет наличия в них вкрапленных дисульфидов железа. Обогащенные таллием участки пород, как правило, связаны с более обильной в этих местах вкрапленностью пирита-мельниковита. Такие участки пород отличаются, как это было подмечено А. В. Плеско, темной (черной и темно-серой) окраской благодаря присутствию здесь дисульфидов железа.

Селен и теллур в описываемом кварцево-киноварно-антимонитовом месторождении повышенных концентраций не дают. В рудном концентрате эти элементы определены, по данным В. В. Тихомировой, лишь в количестве 8 г/т. Содержание селена в пирите равно тысячным долям процента (90 г/т), а теллура — десятитысячным (8 г/т). В сурьмяной руде (ведущим рудным минералом

в которой является антимонит) содержание селена изменяется, по Т. И. Новиковой (1962), от 1 до 23 г/т и теллура от 3 до 10 г/т; в то же время в мономинеральной пробе антимонита селен, по тем же данным, не обнаружен (2 пробы), а теллур содержится в количестве от 3 до 8 г/т. По нашим данным, содержание селена в антимоните изменяется от «не обнаружено» до 2 г/т, теллур не обнаружен; в пирите же определено соответственно до 90 г/т селена и 8 г/т теллура. Таким образом, присутствие селена в сурьмяной руде и концентрате устанавливается, видимо, за счет содержания его в пирите, так как в антимоните он обычно не обнаруживается.

Галлий и германий также находятся в рассеянном состоянии. Их количество в рудном концентрате, по данным В. В. Тихомировой, обычно равно единицам, редко десяткам граммов на 1 т (галлий 8—58 и германий 1 г/т). Галлий в количестве 10 г/т обнаружен также в тетраэдрите и киновари, а по нашим данным, в антимоните (4—40 г/т), киновари (1 г/т) и пирите (4 г/т). Германий установлен в антимоните (2 г/т), пирите (от «не обнаружено» до 12 г/т) и кварце (2 г/т).

Индий нами обнаружен в антимоните, реальгаре (0,22 г/т) и пирите (0,44—0,66 г/т). Кроме того, антимонит содержит, по Т. И. Новиковой (1961), серебро (57,9 г/т) и золото (0,1 г/т).

Таким образом, в кварц-киноварно-антимонитовых месторождениях, расположенных в Зеравшанско-Гиссарском сурьмяно-ртутном поясе Средней Азии, содержатся повышенные концентрации таллия; все другие редкие элементы, за исключением серебра, для которого отмечается некоторое накопление, присутствуют в рудах в рассеянном состоянии.

### КВАРЦ-АНТИМОНИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кварц-антимонитовые месторождения, так же как и комплексные сурьмяно-ртутные и собственно ртутные, довольно широко распространены в Южно-Ферганском и Зеравшано-Гиссарском рудных поясах Средней Азии. Вмещающими их породами могут являться известняки, интенсивно окварцованные и брекчированные и перекрытые сланцами, метаморфические (кварц-серицит-хлоритовые и др.) сланцы, контакты осадочных и интрузивных (гранитоидного состава) пород и т. д. Эти месторождения представлены или достаточно мощными и протяженными минерализованными зонами, развитыми по тектоническим разрывам и межформационным брекчиям, или кварцево-рудными жилами, линзами и гнездами в измененных вмещающих породах. Главным и часто практически единственным рудным минералом в рассматриваемом типе месторождений является антимонит. В качестве жильного (нерудного) минерала всегда содержится кварц (местами также халцедон), кроме которых нередко присутствуют, но в малом количестве,

барит, флюорит, кальцит, а из рудных минералов — пирит, марказит, иногда реальгар, аурипигмент и др.

Распределение и поведение в этих месторождениях редких элементов не изучены, однако имеющиеся отрывочные сведения и полученные нами предварительные данные о присутствии в некоторых из них селена, позволяют считать их селеноносными. В некоторых месторождениях сурьмы рассматриваемого типа может быть развита таллиевая минерализация; это имеет место в том случае, когда в подобных месторождениях достаточно широко проявилась относительно более низкотемпературная пирит-(марказит)-реальгаровая (и аурипигментовая) стадия минералообразования, нередко пространственно обособленная от антимонитовых руд. Однако в Средней Азии такие сурьяно-мышьяковые месторождения пока не обнаружены.

В качестве примера селенсодержащего кварц-антимонитового месторождения рассмотрим одно из месторождений Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса.

Месторождение находится на участке западного периклинального замыкания пиротной Акташ-Боардинской антиклинали и приурочено к Кадамжайской асимметричной антиклинальной складке второго порядка, сильно осложненной более мелкими складками и разрывными нарушениями. В сводовой части и на крыльях одной из таких более мелких складок (Акташской антиклинали) локализованы сурьянные руды. На месторождении развиты терригенные отложения силура и девона, известняки девона и карбона и перекрывающие их сланцы среднего карбона. Рудовмещающие роговиковые брекчии образовались в результате замещения кремнеземом сланцев силура и девона, надвинутых на известняки среднего и нижнего карбона (Федорчук, 1961). Эта кремнисто-роговиковая брекчия имеет форму седловидной залежи, наиболее мощная часть которой находится в своде антиклинальной складки. Протяженность ее по простиранию значительна, а по падению она сравнительно быстро выклинивается. Промышленные руды, характеризующиеся нерезкими и расплывчатыми контурами, образуют отдельные гнезда и мелкие неправильные участки внутри упомянутой межформационной брекчии.

По минеральному составу месторождение относится к кварц-антимонитовому типу, руды которого состоят из кварца и антимонита. Другие минералы, присутствующие в рудах, являются редкими или очень редкими. К ним относятся — халцедон, серицит, флюорит, барит, кальцит, киноварь (?), кроме которых за пределами рудоносных брекчий встречены анкерит, серпентин, цоизит, пирит и марказит. Последние два минерала развиты в сланцах, перекрывающих рудную залежь. Судя по приводимым И. В. Бурыхиним (1958) анализам этих сланцев, в них отмечается также и рассеянное сурьянное оруденение, так как содержание в них сурьмы достигает 0,2—0,3%.

В руде описываемого месторождения, кроме сурьмы, присутствуют, по И. В. Бурыхину (1958), золото (в среднем 0,1 г/т), серебро (13 г/т) и ртуть (200 г/т). В настоящее время в руде установлено присутствие повышенного количества селена, главным минералом-концентратором которого является антимонит (табл.

Таблица 75

Содержание селена в рудообразующих минералах месторождения (в г/т)

Минерал	Общее количество проб	Из них с селеном	Содержание Se		
			минимальное	максимальное	среднее
Антимонит . . . . .	15	15	21	1150	486,0
Пирит . . . . .	3	3	4	24	13,3
Кварц . . . . .	1	—	—	—	—

75). Из 15 анализированных проб антимонита в 12 выявлено содержание селена от 150 до 740 г/т, в одной пробе оно повышается до 1150 г/т и в двух понижается до десятков граммов на 1 т. Среднее содержание селена в антимоните примерно в 4 раза выше среднего содержания этого элемента в антимоните описанного выше кварц-флюорит-антимонит-киноварного типа сурьмяно-ртутных месторождений; содержание селена в пиритах обоих типов месторождений очень близко.

Остальные редкие элементы (таллий, галлий, германий, индий, теллур) находятся в рассматриваемых сурьмяных рудах в рассеянном состоянии. Их содержание в антимоните и пирите в ряде случаев равно десятитысячным долям процента, но чаще оказывается более низким.

### КАРБОНАТО-КИНОВАРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбонато-киноварные месторождения очень широко распространены в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Вмещающими их породами являются известняки и доломиты. Рудные тела этих месторождений относятся к телам трещинного типа, связанным, как правило, с относительно небольшими трещинами, оперяющими более крупные разрывы. Минеральный состав их очень простой: практически единственным рудным минералом в них является киноварь, а главным жильным минералом — кальцит, кроме которых иногда в малом количестве присутствуют пирит, марказит, антимонит, реальгар, аурипигмент, метациннабарит, кварц, доломит, флюорит, барит, каолинит и некоторые другие минералы. Иначе говоря, с качественной стороны и в

данном типе месторождений фиксируется в общем тот же набор минералов, который характерен для других типов сурьмяно-ртутных руд.

В количественном же отношении описываемые месторождения довольно резко отличаются от других типов преимущественным развитием карбонато-киноварных руд и очень слабым проявлением или, чаще, отсутствием относительно более высокотемпературных минеральных ассоциаций.

Распределение и поведение редких элементов в карбонато-киноварных месторождениях не изучено. Имеются данные лишь о том, что в отдельных месторождениях рассматриваемого типа может накапливаться селен, минералом-концентратором которого является киноварь. Обычные содержания селена в киновари карбонато-киноварных месторождений Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса — сотни, редко десятки граммов на 1 т; лишь в одном случае (из 25) получено содержание селена 1600 г/т (табл. 76).

Таблица 76

Содержание селена в киновари карбонато-киноварных месторождений (в г/т)

Месторождение, рудопроявление	Общее количество проб	Из них с селеном	Содержание Se		
			минимальное	максимальное	среднее
Бирксу . . . . .	16	16	200	1600	485
Сьмап . . . . .	6	6	50	840	353,3
Адыр-Акоу . . . . .	3	3	30	430	177,3

Общее среднее содержание селена в киновари упомянутых месторождений, вычисленное по 25 анализам, получено равным примерно 400 г/т, т. е. оно довольно близко к среднему содержанию этого элемента в киновари II из карбонат-(барит)-киноварной ассоциации кварц-флюорит-антимонит-киноварного типа месторождений.

### КАОЛИНИТ-КВАРЦ-КИНОВАРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каолинит-кварц-киноварные месторождения, как один из типов месторождений сурьмяно-ртутно-мышьяковой формации, пользуются довольно широким распространением. К ним относятся собственно ртутные месторождения, в том числе и крупнейшие в мире, залегающие в алюмосиликатных породах — песчаниках, сланцах, гипабиссальных интрузивных и туфогенно-эффузивных

образованиях. В Средней Азии к данному типу принадлежит месторождение Кончоч и некоторые другие.

Характерной особенностью этих месторождений является неравномерно проявленная каолинизация вмещающих оруденение пород, а также отложение отдельных минералов группы каолинита в жильном выполнении рудных тел. Иногда достаточно широко в них проявлена и карбонатизация пород. В структурно-тектоническом отношении это типичные представители месторождений трещинного типа, в которых локализация руд связана с тектоническими трещинами и их системами, зонами дробления и перетирания пород.

Минеральный состав руд сравнительно простой. Главным рудным минералом является киноварь, второстепенными — пирит, марказит, арсенопирит, метациннабарит, реальгар, аурипигмент, кроме которых в отдельных месторождениях присутствуют также сфалерит, галенит, халькопирит, леллингит, антимонит и редко бертьерит и некоторые другие минералы. Из жильных (нерудных) минералов широко развиты кварц и минералы группы каолинита (диккит, каолинит), реже встречается кальцит и еще более редко — сидерит, барит, флюорит.

Элементы-примеси в этих месторождениях изучены недостаточно. Имеющиеся сведения позволяют говорить о том, что они представлены главным образом таллием, селеном и серебром, реже и менее галлием, кроме которых иногда устанавливается присутствие следов золота, кадмия, теллура и некоторых других элементов.

Более или менее изученным в отношении элементов-примесей представителем данного типа месторождений Средней Азии является месторождение Кончоч, расположенное в Зеравшано-Гиссарском сурьмяно-ртутном поясе.

Месторождение Кончоч, характеризующееся довольно сильной зараженностью таллием, расположено в пределах так называемой Магиан-Каракульской межантиклинорной зоны, включающей ряд других ртутных и сурьмяных месторождений. Площадь месторождения сложена (по А. Б. Коровкину, Н. С. Мудрогиной и Н. Н. Насыбулину) известняками нижнего карбона и литологически пестрым комплексом образований верхнего палеозоя, представленным отложениями терригенной и вулканогенной свит. В составе терригенной свиты средне-верхнекарбонового (?) возраста развиты алевролиты, песчаники, конгломераты, а вулканогенной, условно относимой к нижней перми, — туфопесчаники, туфобрекчии, эффузивные кварцевые порфиры и их туфы.

Породы месторождения сильно дислоцированы. Они собраны в ряд мелких складок, усложненных разрывами, которые в основном и определяют структурный облик месторождения и контролируют рудные тела. Среди разрывов развиты как надвиги, так и различно ориентированные сбросы; широко проявлена также трещиноватость пород.

Все осадочно-вулканогенные породы, особенно в участках интенсивно проявленной разрывной тектоники, сильно изменены (окварцованы и серицитизированы) до образования серицит-кварцевых и кварцевых пород.

В окварцованных песчаниках и серицито-кварцевых породах, возникших за счет изменения отложений терригенной свиты, спектральным анализом установлено, по данным А. Б. Коровкина и др., присутствие галлия и индия в количестве от десятков до сотен граммов на 1 т. Кроме этих редких элементов, в указанных породах зафиксированы молибден, медь, свинец, никель и некоторые другие элементы. В измененных породах туфогенной свиты (серицитизированном кварцевом порфире, кварците и каолинизированном кварцевом порфире) содержание галлия, по тем же данным, изменяется от десятков до сотен граммов на 1 т. В пределах сотен-десятков граммов на 1 т в этих породах присутствуют медь и свинец, количество же бария достигает 1000—10000 г/т. В измененном туфопесчанике установлен индий в количестве сотен десятков граммов на 1 т. В пределах ртутно-рудной зоны, где широко развиты вкрапленные арсенопирит и пирит, все породы содержат таллий.

На месторождении развиты ртутные, мышьяковые, свинцово-цинковые и сурьмяные руды, нередко территориально обособленные друг от друга.

Ртутно-рудная зона представляет собой поднадвиговую залежь, протягивающуюся на 350 м при мощности от 1,0 до 25,0 м. Простирание залежи северо-западное (300—310°), падение (по ограничивающему ее шву надвига) изменяется от 20—30° в северо-западной части до вертикального — в юго-восточной. Всячий бок рудной зоны четко ограничивается швом надвига, по которому известняки нижнего карбона надвинуты на отложения верхнего палеозоя; шов заполнен глиной трения. По мере удаления от этого тектонического шва содержание ртути в руде падает, и лежачий бок залежи определяется только по результатам химического анализа проб. Вмещающими оруденение породами являются крупно- и мелкообломочные туфобрекчии, туфопесчаники и песчаники. У надвигового шва эти породы сильно раздроблены и перетерты; они оказались особенно благоприятными для рудоотложения там, где роль экрана играла глина трения тектонического шва.

В пределах рудной зоны А. Б. Коровкиным и др. выделено восемь ртутно-рудных тел, имеющих в общем линзообразную форму. Средняя мощность их варьирует от 4,1 до 10—12 м, а длина — от 40 до 350 м. Оруденение вкрапленное и вкрапленно-прожилковое.

Главным промышленно важным минералом руд ртутно-рудной зоны является киноварь, но наиболее распространены дисульфиды железа (пирит, марказит) и арсенопирит, второстепенные — сфалерит, антимонит, реальгар, аурипигмент, леллингит, редкие — те-

траэдрит, бурнонит. Главные нерудные минералы — кварц и диккит, кроме которых присутствуют серицит и редкие — флюорит и барит.

Мышьяковое оруденение (арсенопиритовое) представлено главным образом вкрапленными рудами и менее — арсенопиритовыми телами. Эти два типа мышьяковой минерализации, как правило, пространственно обособлены одно от другого. Вкрапленное мышьяковое оруденение развито в тектонически нарушенных вулканогенных породах; площадь его распространения в общем совпадает с зоной ртутного оруденения, которое является наложенным на мышьяковую минерализацию. Арсенопирит здесь находится в ассоциации с криптокристаллическим и тонкозернистым кварцем, серицитом, пиритом, сфалеритом, леллингитом и марказитом. Образование жильных тел арсенопирита связано с заполнением трещинных полостей в кварцевых порфирах, песчаниках и туфобрекчиях. Протяженность жил незначительна; наиболее крупные из них прослеживаются на единицы и первые десятки метров (максимальное до 20—25 м) при мощности в 6—8 см. Описываемые жилы или целиком сложены почти мономинеральным агрегатом зерен арсенопирита или агрегатами зерен арсенопирита и кварца, отличаясь в последнем случае полосчатостью. Н. С. Мудрогина считает, что кварц этих жил относится к более поздней стадии минералообразования, так как он цементирует раздробленный арсенопирит. Главные минералы арсенопиритовых жил — арсенопирит и кварц, второстепенные — пирит, марказит, сфалерит, антимонит, киноварь и каолинит (диккит).

Кроме арсенопиритовой минерализации, на месторождении развито реальгар-аурипигментовое оруденение с дисульфидами железа, являющееся наиболее поздним проявлением рудной минерализации, происходившим после отложения главной массы ртутных руд. Локализовано оно в крупнообломочных брекчиях, для которых А. Б. Коровкиным и др. отмечаются наиболее высокие концентрации мышьяка (от 1500 до 62400 г/т, при среднем значении 6200 г/т).

Кварцево-полиметаллическое оруденение является наложенным на мышьяковое (арсенопиритовое), но чаще оно пространственно обособлено от последнего, образуя самостоятельные жилы с пиритом, марказитом, сфалеритом, тетраэдритом и другими минералами. К этому же типу рудопроявлений, по-видимому, следует относить и упоминаемую Н. С. Мудрогиной свинцово-цинково-серебряную минерализацию, приуроченную к продольному сбросу и вскрытую древними выработками. Это рудопроявление территориально обособлено от ртутного, сурьмяного и мышьякового.

Сурьмяная минерализация, представленная преимущественно антимонитом, локализована в антимонитовых жилах, распространенных в пределах почти всего месторождения. Мощность жил ко-

леблется от 0,5—1,0 до 50 см, а протяженность — от единиц до 25—30 м. Преобладающим развитием пользуются очень маломощные и короткие (не более 8 м) жилы. Они сложены антимонитом, кварцем, каолинитом, флюоритом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, марказитом, тетраэдритом и киноварью; из них первые три являются главными. Арсенопирит, пирит, сфалерит, тетраэдрит относятся предположительно к более ранним стадиям минералообразования.

Формирование месторождения происходило в несколько стадий; кварц-пирит-арсенопиритовую, кварц-сфалерит-галенитовую, кварц-диксит-антимонит-киноварную и реальгар-аурипигментовую, минеральные ассоциации которых, как правило, территориально разобщены.

Таллий на месторождении связан главным образом с дисульфидами железа, имеющими здесь широкое распространение. Он присутствует во всех ртутных телах. Самой благоприятной для концентрации таллия породой является крупнообломочная брекчия, хотя таллий содержится во всех рудовмещающих породах месторождения. Для этой же породы, как отмечалось, характерно и наиболее высокое содержание мышьяка. В крупнообломочной брекчии расположено только три (из восьми) ртутьсодержащих рудных тела и именно в них средние содержания таллия оказались наиболее высокими (десятки граммов на 1 т). Самое высокое содержание таллия составляет 400 г/т, что превышает среднее содержание его по месторождению в 10 раз. Оно выявлено А. В. Плеско в первом рудном теле и приурочено к центральной части зоны ртутного оруденения как по простиранию, так и по его падению. Это рудное тело локализовано в крупнообломочной брекчии и отличается относительно более богатой реальгар-аурипигментовой минерализацией.

Таблица 77

Содержание таллия в рудообразующих минералах (в г/т)

Минерал	Общее количество проб	Из них с таллием	Содержание Tl		
			минимальное	максимальное	среднее
Пирит . . . . .	12	12	4	200	52,3
Сфалерит . . . . .	2	2	30	50	40,0
Киноварь . . . . .	6	6	<1	8	5,0
Реальгар . . . . .	1	1	1	—	—

Присутствие таллия установлено почти во всех минералах месторождения, но наиболее высокие концентрации его характерны для пирита (табл. 77).

Кроме таллия, в киновари, пирите, сфалерите и реальгаре химическим анализом определялись содержания селена и теллура. Максимальное количество селена, достигающее сотен граммов на 1 т, было установлено в киновари и сфалерите; в пирите и реальгаре он содержится в десятках граммов на 1 т (табл. 78).

Таблица 78

Содержание селена в рудообразующих минералах [(в г/т)]

Минерал	Общее количество проб	Из них с селеном	Содержание Se		
			минимальное	максимальное	среднее
Пирит . . . . .	8	4	11	61	14,6
Сфалерит . . . . .	2	1	160		80,0
Киноварь . . . . .	5	3	41	817	318,8
Реальгар . . . . .	1	1	10		—

Среднее содержание селена в киновари рассматриваемого месторождения почти в два раза ниже среднего содержания этого элемента в киновари из карбонато-(барит)-киноварной ассоциации кварц-флюорит-антимонит-киноварного типа месторождений.

Теллур обнаружен лишь в единичных пробах пирита, сфалерита и киновари; максимальное его содержание достигает десятков граммов на 1 т; в большинстве проб этих минералов он не обнаружен.

Спектральные анализы пирита, сфалерита и киновари показали содержание в них серебра — от единиц до сотен граммов на 1 т; висмута (только в пирите) — до первых десятков граммов на 1 т; галлия — десятки граммов на 1 т; кадмия в пирите — до 50—100 г/т и в сфалерите — до 2000 г/т. По данным А. В. Плеско, спектральный анализ арсенопирита и сфалерита показал содержание в них золота в количестве десятков граммов на 1 т.

### КВАРЦ-КАРБОНАТО-КИНОВАРНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кварц-карбонато-киноварные месторождения и рудопроявления распространены преимущественно в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса и Северной Киргизии. Они пространственно связаны с лиственитизированными ультраосновными (перидотиты, пироксениты) и основными породами (габбро, габбро-диабазы и др.), приуроченными обычно к региональному характеру разломам глубокого заложения. В процессе развития этих разломов находящиеся в них тела ультраосновных и основных

пород сперва претерпели серпентинизацию и дробление, а затем лиственитизацию, на которую было наложено ртутное оруденение. Лиственитизация происходила вдоль поверхности контакта серпентинитов с вмещающими их породами и вдоль разрывов внутри серпентинитовых тел; особенно интенсивным этот процесс был в местах изгиба поверхностей контактов и тектонических разрывов. Для локализации ртутного оруденения решающее значение имело наличие мелких, но относительно резких флексуобразных изгибов тел лиственитов и участков сопряжения последних с тектоническими разрывами (Жариков, 1961).

Рудные тела обычно приурочены к трещинам, зонам трещиноватости и участкам дробления лиственитов; реже оруденение в виде прожилков и вкрапленности распространяется за пределы зоны лиственитизации как в серпентиниты, так и во вмещающие их породы (измененные эффузивы, сланцы и др.). Размеры рудных тел разнообразны — от разобщенных мелких гнезд и линз до сравнительно крупных зон оруденелых пород.

Минеральный состав руд в лиственитах простой. Главный рудный минерал — киноварь, присутствующая в виде прожилков, неправильных обособлений, рассеянной вкрапленности и налетов. Кроме киновари, в большем или меньшем количестве отмечается марказит, пирит, реже антимонит, сфалерит, галенит, халькопирит, метациннабарит и др. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами типа доломита, анкерита, кальцитом, баритом, халцедоном и некоторыми другими минералами.

Редкие элементы в описываемом типе ртутных месторождений не изучены. Имеется лишь небольшое количество анализов киновари и пирита на селен, пирита и кальцита — на теллур, кадмий, висмут, галлий, германий и др.

Содержание селена в киновари одного из кварц-карбонато-киноварных месторождений Южной Ферганы изменяется от следов до 30 г/т; среднее содержание его (по 18 анализам) равно 10 г/т. В пирите селен обнаружен в количестве от «не обнаружено» до 20 г/т; среднее содержание (по 8 анализам) равно 8 г/т.

Галлий обнаружен в пирите (4—10 г/т) и кальците (2—4 г/т); теллур — только в пирите (следы); индий — в пирите и кальците (от «не обнаружено» до 0,22 г/т); галлий и германий — в пирите (первые единицы граммов на 1 т); висмут — в пирите (8—14 г/т) и кальците (7—9 г/т), а также в виде иногда наблюдаемого под микроскопом висмутина (Жариков, 1961).

Приведенные данные показывают, что все упомянутые редкие элементы присутствуют в руде кварц-карбонато-киноварных месторождений в рассеянном состоянии и только висмут образует небольшую концентрацию в пирите и, кроме того, встречается в минеральной форме — в виде висмутина.

## О ПОВЕДЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Как было видно из описания конкретных примеров сурьмяно-ртутных месторождений, формирование последних протекало в общем по единому плану с той лишь разницей, что в одних случаях преобладающее развитие получали одни минеральные ассоциации, в других — другие и в связи с этим возникали месторождения определенных типов.

Месторождения отдельных типов характеризуются накоплением в рудах практически одного из двух редких элементов — селена или таллия. Поэтому очень кратко отметим некоторые особенности поведения в рудообразующем процессе именно этих элементов.

Таллий и селен присутствуют в сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождениях чаще в неминеральной форме (в виде примеси в сульфидах) и реже образуют собственные минералы.

В виде примеси эти элементы обычно концентрируются не только в каком-либо одном или двух рудообразующих минералах, а, как правило, содержатся почти во всех или, во всяком случае, во многих минералах рассматриваемых руд. Кроме того, концентрации таллия и селена различны не только в разных минералах, но оказываются иными и для отдельных генераций одного и того же минерала.

Селен в тех или иных количествах содержится в киновари, антимоните, пирите, марказите, реальгаре, аурипигменте и некоторых других минералах. Наиболее высокие содержания его, превышающие кларковые содержания в 1000—7000 раз, характерны для киновари и, менее, антимонита. Таким образом, главными минералами-концентраторами селена в сурьмяно-ртутных месторождениях, не отмечавшимися в качестве таковых ранее (Петровская и Клименко, 1960), являются киноварь и антимонит. При этом важно подчеркнуть, что селен накапливается предпочтительно в киновари, отложенной совместно с антимонитом в киноварно-антимонитовую стадию минералообразования, и в значительно меньших количествах способен концентрироваться в относительно более низкотемпературной киновари, выделение которой происходит в карбонато-киноварную стадию. Отношение среднего содержания селена в ранней киновари к содержанию этого элемента в киновари относительно более поздней, в пределах одного и того же рудного поля равно 4 : 1.

Приведенные данные о селеноносности рассматриваемых месторождений позволяют говорить, таким образом, еще об одной характерной геохимической ассоциации селена — сурьмяно-ртутно-мышьяковой. Накопление ртути и сурьмы, особенно в рудах комплексных ртутно-сурьмяных месторождений, нередко сопровождается концентрацией селена, причем даже более высокой, чем в полиметаллических и других месторождениях сульфидных руд.

Таллий установлен в дисульфидах железа, антимоните, киновари, реальгаре, аурипигменте, тетраэдрите, кальците. Наиболее высокими содержаниями, превышающими кларковые в сотни и тысячи раз, отличаются дисульфиды железа, а из них особенно выделяются мельниконит и марказит, затем следуют антимонит и другие минералы. Колломорфные разновидности минералов, как правило, несут значительно большее количество таллия, чем кристаллические.

По нашим данным, отчетливо устанавливается значительное обогащение таллием поздних генераций дисульфидов железа, а также антимонита, выделявшихся в одну из последних стадий процесса рудообразования.

В гипергенных условиях селен может накапливаться, видимо, в ярозитах, которые нередко развиты в зоне окисления описываемых месторождений. Кроме того, присутствие этого элемента установлено в кермезите.

Таллий определен в ярозите, кермезите и стибиконите (?). При этом ярозит является одним из гипергенных минералов, в котором таллий накапливается в повышенных количествах; в отдельных случаях поэтому выделяют даже его разновидность — таллиевый ярозит (Могаровский, 1961). С этой точки зрения таллийсодержащие ярозиты могут являться хорошим поисковым признаком на таллий, заключенный в первичных рудах. Кермезит и стибиконит (?) содержат таллий в десятки и сотни раз в более низких количествах, чем ярозиты.

Собственные минералы селена и таллия в рудах сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений встречаются довольно редко. В описываемых месторождениях Средней Азии достоверное присутствие минералов селена и таллия не установлено. Правда, есть указание, что на Хайдарканском месторождении был встречен титманнит, а на Джижикруте (в пирит-реальгар-аурипигментовой руде) был обнаружен лорандит. Однако эти данные требуют проверки и подтверждения.

В отношении условий, определяющих концентрацию и рассеяние рассматриваемых элементов, можно отметить следующее.

Накопление или рассеяние селена и таллия зависят, прежде всего от температурных и других особенностей формирования месторождений и, следовательно, от преобладания в рудах тех или иных минеральных ассоциаций, формы нахождения отдельных рудообразующих минералов и пр. Было установлено, например, что накопление селена в руде находится в тесной связи с проявлением относительно более ранних минеральных ассоциаций (киноварно-антимонитовых), а концентрация таллия — с наиболее поздней пирит-реальгар-аурипигментовой ассоциацией. Выявлена также зависимость концентрации этих элементов от кристаллической зрелости рудообразующих минералов. Селен склонен накапливаться в кристаллически зрелых минеральных индивидах, а

таллий наоборот, в колломорфных разностях. Несомненно влияние на концентрацию рассматриваемых элементов и состава рудообразующего раствора.

Таллий, накапливающийся в основном в дисульфидах железа, наиболее высокие концентрации образует в них в том случае, если эти дисульфиды железа отлагались из растворов, обогащенных соединениями мышьяка и т. д.

В пределах отдельных рудных полей устанавливается влияние структурных особенностей их формирования на распределение редких элементов в пространстве. В частности, на месторождении Хайдаркан отмечено, что максимальные концентрации селена в рудах тяготеют к разрывным зонам, являвшимся рудоподводящими, а по мере удаления от последних содержание этого элемента закономерно падает.

Концентрация селена и таллия в рудах рассматриваемых месторождений в значительной степени определяется, по-видимому, и региональными геолого-геохимическими особенностями областей, в которых распространены сурьмяно-ртутные месторождения. В Средней Азии это проявлено в том, что селеном обогащены в основном руды тех месторождений, которые локализованы в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, в то время как в сурьмяных и ртутных месторождениях Зеравшано-Гиссарского пояса устанавливается обогащение руд преимущественно таллием. Причины этого пока неясны.

Исследования, проведенные в Средней Азии, показали, что селеноносными здесь являются кварц-флюорит-антимонит-киноварные и, как правило, не содержащие реальгара и аурипигмента кварц-антимонитовые месторождения; в меньшем количестве селен присутствует в карбонато-киноварных и карбонато-кварц-киноварных месторождениях. Повышенные же концентрации таллия установлены в кварц-киноварно-антимонитовых и каолинит-кварц-киноварных месторождениях с реальгаром и аурипигментом.

Довольно широкое распространение таллия и селена в сурьмяно-ртутно-мышьяковых рудах позволяет, таким образом, считать последние практически интересными для попутного извлечения указанных элементов.

Однако по сравнению с полиметаллическими или медно- и серноколчеданными месторождениями сурьмяно-ртутные руды будут представлять значительно меньший интерес. Полиметаллические руды, как известно, дают подавляющее количество попутно извлекаемого из них таллия, а медно- и серноколчеданные — основную массу селена.

Малый практический интерес сурьмяно-ртутные руды представляют, во-первых, потому, эти их месторождения характеризу-

ются, в отличие от упомянутых полиметаллических и колчеданных месторождений, меньшими масштабами (в связи с чем запасы в них таллия на порядок и более ниже) и, во-вторых, потому, что таллий в них связан с пиритом, который при обогащении руд уходит в хвосты. Из-за малых масштабов оруденения и запасы селена в селеносодержащих кварц-флюорит-антимонит-киноварных и кварц-антимонитовых месторождениях, отличающихся наибольшим богатством селена в ряду месторождений сурьмяно-ртутно-мышьяковой формации, во много раз меньше его запасов в медно- и серноколчеданных или полиметаллических существенно медных месторождениях. Даже в относительно крупных кварц-флюорит-антимонит-киноварных и кварц-антимонитовых месторождениях количество селена в десятки раз меньше, чем в месторождениях медноколчеданных руд.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ И ПОВЕДЕНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ, ОЛОВОРУДНЫХ, КОЛЧЕДАННЫХ, СВИНЦОВО- ЦИНКОВЫХ И СУРЬМЯНО-РУТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Описанные выше гидротермальные месторождения Урала, Казахстана, Средней Азии и других регионов СССР характеризуются крупными запасами обычно комплексных руд и являются источником добычи таких широко распространенных и промышленно важных металлов, как: молибден, вольфрам, олово, медь, цинк, свинец, сурьма и ртуть. Руды этих месторождений, как правило, содержат также то или иное количество редких элементов — висмута, селена, теллура, серебра, кадмия, индия, таллия, галлия и др. При этом в отдельных типах руд концентрация указанных редких элементов достигает достаточно высоких величин, в других же эти элементы находятся в состоянии рассеяния и их содержание не превышает кларкового.

Редкие элементы присутствуют в рудах описанных месторождений чаще всего в неминеральной форме (в виде изоморфной примеси и пр.), сопутствуя главным рудообразующим минералам. Однако в ряде месторождений они образуют собственные минералы, которые обычно не дают больших скоплений и находятся в руде в виде микроскопических выделений. К таким элементам относятся висмут, серебро, теллур и некоторые другие.

Установлено, что для отдельных типов месторождений характерны определенные редкие элементы, образующие в них ту или иную концентрацию.

Молибдено-вольфрамовые месторождения Центрального Казахстана характеризуются большим сходством в отношении последовательности образования и состава основных минеральных комплексов. Различие между ними проявляется в основном в количественных соотношениях парагенетических минеральных ассоциаций, выделявшихся в ту или иную стадию процесса рудоотложения, и в изменении содержаний в руде ведущих рудообразующих минералов. В соответствии с этим для отдельных месторождений характерны и определенные количественные соотношения редких элементов.

Важнейшими редкими элементами молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана являются висмут и некоторые другие элементы. Эти элементы присутствуют в рудах указанных месторождений в форме собственных минералов и лишь ничтожная доля их заключена в других минералах в виде изоморфной примеси. Висмут имеет тенденцию накапливаться в наиболее высокотемпературных грейзеновых месторождениях жильного типа (Кара-Оба, Акчатау и др.). В ассоциации с минералами висмута концентрируются и сульфиды меди, железа, свинца, цинка, несущие халькофильные редкие элементы. При достаточно широком развитии грейзеновых тел с высоким содержанием мусковита в этих месторождениях наблюдается также некоторая концентрация лития, рубидия и цезия.

В месторождениях, где широко распространен вольфрамит, концентрируются, по данным Л. Ф. Борисенко, Н. В. Лизунова (1958), И. Г. Ганеева, Н. П. Сечиной (1960), значительные количества скандия и частично иттрия, являющихся характерными элементами-примесью вольфрамитов. В месторождениях с высокотемпературной минерализацией со значительным распространением молибденита, типоморфным элементом-примесью служит рений, концентрация которого в молибденитах превышает кларковые в 50—60 раз. В месторождениях же с хорошо развитой полисульфидной минерализацией значительную роль играют, по Н. Н. Поповой и др., те редкие элементы, для которых главными минералами-концентраторами являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин и др. К таким элементам относятся селен, теллур, висмут, таллий, индий, кадмий, серебро.

Относительно оловорудных месторождений можно отметить следующее. Одна из наиболее ранних минеральных ассоциаций этих месторождений — топаз-флюорит-кварцевого или топаз-мусковит-полевошпатового состава, содержащая обычно ничтожные количества касситерита, вольфрамита, арсенопирита, характеризуется по данным В. В. Иванова и др., несколько повышенными содержаниями в касситерите скандия и ниобия.

Главная в отношении оловянного оруденения касситерит-силикат-кварцевая стадия минералообразования отличается тем, что касситерит несет здесь более высокие содержания индия и галлия, по сравнению с касситеритом месторождений касситерит-кварцевого типа, а также содержит тантал и ниобий.

Минеральные ассоциации следующей по времени образования — сульфидной стадии, как правило, обогащены висмутом, индием, кадмием, значительно менее теллуrom, селеном и некоторыми другими редкими элементами.

Наконец, минеральные парагенетические ассоциации еще более поздней — карбонато-сульфидной стадии рудообразования, обычно слабо распространенные в описываемых месторождениях и характеризующиеся более разнообразным по сравнению с другими

стадиями минеральным составом, также несут повышенные содержания индия, кадмия и некоторых других элементов. Однако, главные минералы-концентраторы индия — сфалерит и халькопирит — в этой стадии минералообразования более чем в два раза беднее этим элементом, чем сфалерит и халькопирит относительно более раннего сульфидного (пирротинового) парагенезиса.

Таким образом, для руд касситерито-сульфидных месторождений наиболее характерно накопление индия, главными минералами-концентраторами которого здесь являются, по данным В. В. Иванова и др., сфалерит (среднее — 1400 г/т), станнин (среднее — 950 г/т) и халькопирит (среднее — 300 г/т). Для главного же промышленного минерала рассматриваемых руд — касситерита — характерно значительно более низкое содержание этого элемента (в среднем около 20 г/т); примерно такого же порядка среднее содержание индия установлено и в пирротине. Наиболее высокое среднее содержание индия получено для ранних сфалеритов, отложенных в сульфидную (пирротиновую) стадию минералообразования. Отмечено также, что колломорфные разности касситерита отличаются относительно более высокими содержаниями индия по сравнению с касситеритом кристаллическим. Наоборот, для сфалерита и халькопирита отмечаются обратные соотношения: их колломорфные разности более бедны этим элементом, чем кристаллические.

Галлий в касситерито-сульфидных месторождениях тяготеет к нерудным минералам, самые высокие его средние содержания отмечаются в турмалине и хлорите. Из рудных минералов он отдает предпочтение касситериту (среднее содержание — 30 г/т).

Остальные редкие элементы, за исключением кадмия и висмута, присутствуют в рудах касситерито-сульфидных месторождений обычно в ничтожных количествах.

Колчеданные месторождения Среднего Урала, отличающиеся комплексным характером руд, в составе которых широко развиты минералы-концентраторы многих редких элементов, характеризуются присутствием в них почти всех редких элементов, свойственных сульфидным рудам вообще. В процессе формирования этих месторождений образуется значительное количество парагенетических ассоциаций рудных минералов: пиритовая, пирит-халькопирит-пирротиновая, пирит-халькопирит-сфалеритовая, пирит-сфалерит-галенитовая, борнит-теннантитовая, пирит-энаргитовая и др. Они могут быть пространственно или обособлены одна от другой или совмещены и, кроме того, могут быть проявлены лишь частично. В зависимости от этого и различают те или иные типы колчеданных месторождений.

Каждой из упомянутых минеральных ассоциаций свойствен определенный комплекс редких элементов. Соответственно разным набором редких элементов отличаются и отдельные типы колчеданных месторождений.

С наиболее ранней — серноколчеданной или пиритовой ассоциацией — связано накопление селена, кроме которого могут присутствовать теллур, висмут, серебро, в то время как другие элементы (германий, таллий, галлий, кадмий) здесь обычно не накапливаются. Правда, в редких случаях, когда серноколчеданные руды характеризуются широким развитием колломорфных образований разнообразных дисульфидов железа (мельниковит-пирита, марказита и пр.), могут наблюдаться повышенные концентрации таллия (до первых десятых долей процента). Содержание селена в пиритах рассматриваемой минеральной ассоциации колеблется, по данным Н. Д. Синдеевой и М. С. Воробьевой, от следов до первых сотен граммов на 1 т (среднее 200 г/т); при этом наиболее высокие концентрации его характерны для пиритов из сплошных и относительно низкие — для пиритов из вкрапленных руд. Для теллура обычные содержания его в пиритах равны десяткам и редко сотням граммов на 1 т (среднее 50 г/т). Висмут и серебро также постоянно входят в состав серноколчеданных руд, но количество их невелико — обычные содержания их единицы — десятки граммов на 1 т. Теллур, висмут и серебро в отличие от селена образуют в рудах ряд собственных минералов — тетрадимит, теллуrowисмутит, гессит, штроемейрит и др.

Для руд пирит-халькопирит-пирротиновой ассоциации (так называемых медно-пирротиновых месторождений) наиболее характерны селен, теллур, менее — висмут; галлий, таллий, германий, кадмий, серебро повышенных концентраций в этих рудах не образуют.

Пирит-сфалерит-халькопиритовая (медноколчеданная) и пирит-халькопирит-сфалеритовая (медно-цинково-колчеданная) минеральные ассоциации будучи более сложными по сравнению с серноколчеданной и пирит-халькопирит-пирротиновой отличаются и более широким спектром редких элементов-примесей. Наряду с селеном, теллуrom, висмутом и серебром в повышенных концентрациях здесь содержатся германий, индий, кадмий; менее характерны таллий и галлий. Следует отметить, что селен, теллур и висмут тяготеют к медному парагенезису, а кадмий, индий, германий — к цинковому, в то время как таллий — к свинцовому или низкотемпературному медноколчеданному (к колломорфным дисульфидам железа); галлий более типичен для колчеданно-полиметаллических руд.

Селен является весьма характерным элементом-примесью сфалерит-халькопиритовых руд: он присутствует во всех минералах, но наиболее высокие концентрации его установлены в халькопирите (среднее 90 г/т) и блеклых рудах (среднее 230 г/т). Понижение концентрации селена в его минералах-носителях наблюдается от блеклых руд и халькопирита к пириту и сфалериту. Учитывая это, а также то, что пирит пирит-халькопиритовой ассоциации в 4—5 раз более обогащен селеном, по сравнению с пиритом

пирит-сфалеритовой ассоциации, Н. Д. Синдеева и М. С. Воробьева вполне обоснованно считают, что руды медноколчеданных месторождений более обогащены селеном, чем руды медно-цинково-колчеданных. Однако пирит серноколчеданных месторождений несет в 2,2 раза более высокое среднее содержание селена по сравнению с пиритом и халькопиритом медноколчеданных руд.

Теллур в сфалерит-халькопиритовых рудах присутствует в более высоких концентрациях по сравнению с серноколчеданной минеральной ассоциацией; кроме изоморфного вхождения в кристаллическую решетку сульфидов (пирита, халькопирита, блеклой руды, сфалерита и др.), он образует микроскопические выделения теллуридов, ассоциирующих обычно с галенитом и блеклой рудой.

Максимальные концентрации висмута, присутствующего в рассматриваемой минеральной ассоциации главным образом в минеральной форме — в виде его теллуридов и сульфидов, свойственны халькопириту (среднее 200 г/т). Висмут накапливается преимущественно в медном концентрате, в котором его содержится примерно в 30 раз больше, чем в цинковом концентрате. В связи с этим отмечается, что медноколчеданные руды могут быть важным источником попутного получения из них висмута.

Индий в сфалерит-халькопиритовой и пирит-сфалеритовой ассоциациях колчеданных руд проявляет четкую приуроченность к цинковым и медным минералам. Средние содержания его понижаются от сфалерита (51 г/т) к халькопириту (12 г/т) и пириту (3 г/т). При обогащении руд большая часть индия уходит в цинковый и медный концентраты. В связи с этим колчеданные и особенно медно-цинково-колчеданные месторождения, имеющие большие запасы цинка и меди, должны занимать в ряду индийсодержащих месторождений одно из ведущих мест.

Кадмий также тесно связан с цинком и концентрируется в основном в сфалерите (среднее 2000 г/т), поэтому основные запасы его в колчеданных месторождениях заключены в тех из них, в которых преобладает пирит-сфалеритовая минеральная ассоциация. В соизмеримых со сфалеритом количествах кадмий накапливается и в блеклых рудах (среднее 2000 г/т); некоторое количество его содержится в пирите (среднее 36 г/т) и халькопирите (среднее 60 г/т), однако в балансе этого элемента они имеют небольшое значение.

Основное количество германия сосредоточено в сульфидах цинка (среднее 40—90 г/т), кроме которых его содержат энаргит (среднее 70 г/т), борнит (среднее 20 г/т). В пирит-энаргитовой минеральной ассоциации пирит также несет повышенные концентрации германия (среднее 10 г/т). Наиболее богаты этим элементом медноколчеданные руды, содержащие борнит-теннантитовый парагенезис. Характерной особенностью последнего является сравнительно частое присутствие в нем микроскопических выделений германиевого минерала — реньерита.

Можно отметить, что медно- и медно-цинково-колчеданные руды по среднему содержанию германия в сфалерите, приближающемуся к 100 г/т, находятся на втором месте после свинцово-цинковых месторождений миссисипского типа, для которых характерно довольно высокое среднее содержание германия в сфалерите, приближающееся, по данным В. В. Иванова, к 200 г/т.

Для колчеданно-полиметаллических руд характерно накопление селена, теллура, кадмия, таллия и галлия, в то время как индий и германий высоких концентраций не образуют. Особенностью колчеданно-полиметаллических руд является то, что главным концентратом селена становится галенит, несущий более высокие концентрации этого элемента (среднее около 800 г/т), по сравнению с халькопиритом и пиритом в медно- и медно-цинково-колчеданных месторождениях. Собственных минералов селен не образует и в этих рудах, зато теллур, наоборот, в значительной части представлен теллуридами, среди которых преобладают теллуриды серебра, висмута, золота. Однако сравнительно крупные скопления этих минералов встречаются крайне редко. В распределении их существует определенная закономерность — соединения теллура с висмутом и золотом характерны для ранних парагенетических ассоциаций, слагающих медные и медно-цинковые руды, а соединения с серебром и свинцом — для более поздних полиметаллических руд (Гармаш, 1963).

На примере изучения Золотушинского месторождения А. А. Гармаш показал, что до отложения галенита основная масса селена и теллура накапливается в халькопирите и пирите; начало кристаллизации галенита вызывает их резкое перераспределение — оба элемента концентрируются преимущественно в этом минерале, а ассоциирующие с ним халькопирит, пирит и сфалерит характеризуются пониженным содержанием селена и теллура по сравнению с их более ранними генерациями. Сопоставления данных по многочисленным колчеданно-полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая, выполненные этим же автором, показывают, что при прочих равных условиях селен и теллур предпочтительнее накапливаются в рудных агрегатах, характеризующихся хорошей кристаллической зрелостью, а в отложенных одновременно с ними колломорфных образованиях содержания этих элементов ниже на один и более порядок.

Уровень концентрации кадмия определяется содержанием в рудах сфалерита, в котором заключено основное количество этого элемента. Содержание кадмия в сфалерите, находящееся в пределах 1000—4000 г/т, является более или менее постоянным в этих месторождениях и не зависит от их расположения в тех или иных регионах.

Таллий в колчеданно-полиметаллических рудах обычно заключен как в главных рудных, так и алюмосиликатных (преимущественно сериците) минералах. Среднее содержание его в главных

минералах-носителях — галените и пирите очень близко (около 20 г/т). Однако колломорфные образования дисульфидов железа, выделившиеся совместно с галенитом и ассоциирующими с ним минералами, бывают более обогащены таллием по сравнению со всеми другими сульфидами.

Таким образом, распределение и степень концентрации редких элементов в колчеданных рудах, как впрочем и в других типах руд, в значительной мере зависит от пространственного размещения слагающих их минеральных парагенетических ассоциаций. В связи с этим важное значение приобретает руда, состоящая из одновременных, наложенных одна на другую парагенетических ассоциаций минералов, так как пространственное совмещение их может привести к обогащению отдельных рудных блоков теми или иными элементами. Обогащение руд германием, например, может происходить при пространственном совмещении сфалерит-халькопиритовой и борнит-теннантитовой минеральных ассоциаций; селеном — пиритовой и пирит-халькопиритовой; индием — пирит-халькопиритовой и пирит-сфалеритовой ассоциаций и т. д.

Для свинцово-цинковых месторождений характерен в общем весь комплекс рассмотренных выше редких элементов, но отдельным типам свинцово-цинковых руд свойственны свои индивидуальные черты, не только в отношении их геохимической позиции, минерального состава и т. д., но и в отношении концентрации и поведения в них редких элементов. Так, для скарных свинцово-цинковых месторождений наиболее типичны высокие концентрации кадмия, селена и теллура; для среднетемпературных — индия и иногда таллия; для низкотемпературных — таллия, а для низкотемпературных, залегающих в карбонатных породах, — германия и т. д.

В сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождениях повышенные концентрации, которые могут представлять практический интерес, образуют селен и таллий.

Накопление селена и таллия связано с определенными парагенетическими ассоциациями минералов, развитие которых в рудах определяет тот или иной тип сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений. Селеноносными обычно являются кварц-флюорит-киноварно-антимонитовые и кварц-антимонитовые месторождения, а таллиеносными — кварц-киноварно-антимонитовые и каолинит-кварц-киноварные месторождения. Оба эти элемента присутствуют в сурьмяно-ртутно-мышьяковых рудах в форме изоморфной примеси в сульфидах и лишь в отдельных случаях образуют собственные их минералы. Главными минералами-концентраторами селена являются киноварь (среднее содержание селена в которой равно, по А. С. Великому и В. Ю. Волгину, 1330 г/т — в кварц-флюорит-киноварно-антимонитовых месторождениях) и антимонит (среднее содержание, по тем же данным — 125 г/т в кварц-флюорит-киноварно-антимонитовых и 490 г/т — в кварц-антимонитовых рудах),

а концентраторами таллия — преимущественно дисульфиды железа, из них особенно их колломорфные разновидности (среднее содержание 300—400 г/т — в кварц-киноварно-антимонитовых и 10 г/т — в кварц-флюорит-киноварно-антимонитовых месторождениях); в кварц-антимонитовых с реальгаром и аурипигментом месторождениях таллий присутствует в некоторых случаях в виде лорандита.

Характерно, что среднее содержание селена в киновари оказывается более высоким, чем его самое высокое среднее содержание в галените, установленное для колчеданно-полиметаллических месторождений.

Широкое распространение селена и таллия в сурьмяно-ртутно-мышьяковых рудах позволяет считать последние практически интересными для попутного извлечения из них указанных элементов. Однако в связи с вообще малыми масштабами сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений, они, естественно, не могут конкурировать, например, с месторождениями колчеданных или свинцово-цинковых руд, характеризующимися в отличие от сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений несоизмеримо более крупными масштабами и поэтому являющимися одними из главных объектов, в которых заключены значительные количества селена и таллия.

Кратко резюмируя изложенное выше, а также учитывая ранее опубликованные данные о распределении редких элементов в рудах, необходимо отметить следующее.

Довольно четко устанавливается связь селена и теллура с медью; индия — с оловом, особенно сульфидным; таллия — с мышьяком, сурьмой. Однако связь эта проявляется не в том, что повышенные содержания селена и теллура обязательно должны быть приурочены только к медным минералам, а в том, что вообще медьсодержащие руды отличаются резко выраженной обогащенностью этими элементами. Так, резко выраженная обогащенность селеном и теллуrom характерна для колчеданно-полиметаллических месторождений, расположенных в регионах широкого развития медного оруденения, хотя главным минералом-носителем этих элементов в них является галенит; точно также и в отдельных месторождениях указанных руд, если они обогащены медью, наблюдаются более высокие содержания селена и теллура, чем в подобных месторождениях, обедненных медью.

Наиболее высокие концентрации индия устанавливаются в сфалеритах, обогащенных оловом, и, наоборот, низкие — в сфалеритах, обедненных им; поэтому повышенные содержания индия в рудах характерны, например, для тех свинцово-цинковых месторождений, которые либо размещены в оловорудных регионах, либо обогащены оловом.

Для таллия установлена прямая корреляционная связь между содержанием этого элемента в дисульфидах железа и цинковых

обманках низкотемпературных свинцово-цинковых или в дисульфидах железа сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений и содержанием в них мышьяка. Возможно, в частности, этим обстоятельством (кроме других причин) объясняется, что дисульфиды железа сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений в среднем более обогащены таллием, чем дисульфиды железа и цинковые обманки, например, низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений.

За последние годы в основном советскими исследователями получен большой фактический материал о роли геологических факторов (структурные особенности, состав вмещающих пород, глубина формирования месторождения и т. д.) в концентрации и рассеивании редких элементов в сульфидных месторождениях.

Одной из первых в этом направлении была работа Л. Н. Овчинникова (1948). Автор на примере нескольких уральских месторождений, положив в основу исследований теорию метасоматической зональности Д. С. Коржинского, установил зависимость в распределении элементов-примесей в рудах метасоматических месторождений от структурных особенностей. Содержание этих элементов максимально у главных путей следования растворов питающих каналов и убывает к краевым частям рудных тел. Объясняется это тем, что подвижность элементов-примесей при диффузии, в виду их малой концентрации ниже, чем у главных компонентов руд.

Аналогичные, но более широкие исследования на примере ряда полиметаллических месторождений Рудного Алтая были выполнены В. Д. Барановым (1963). Им показано, что различные типы генетически связанных между собой месторождений (медных, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых и существенно свинцовых) закономерно распределены в пространстве и занимают определенное положение в геологической структуре. Установлено четкое зональное распределение перечисленных типов руд по отношению к узлу пересечения зон разломов глубинного заложения. Медные и колчеданно-полиметаллические месторождения со взаимными переходами одних в другие приурочены к узлам пересечения зон разломов или располагаются вблизи них. Свинцово-цинковые руды локализуются в некотором удалении от этих структурных узлов, и в наибольшем удалении от них концентрируются существенно свинцовые руды. В ряду последовательности образования рудных парагенетических ассоциаций (кварц-пирит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая, сфалерит-галенитовая), каждая последующая по времени образования рудная парагенетическая ассоциация имеет более широкое распространение в пространстве по отношению к предыдущей. Таким образом, каждый тип месторождений характеризуется различным соотношением парагенетических ассоциаций в рудах. Кроме того, одноименные и одновременные парагенетические ассоциации от типа к типу

изменяются фашиально, т. е. изменяется количественное соотношение минералов в этих ассоциациях.

Для каждого из указанных типов месторождений характерны определенные содержания редких элементов как в рудах, так и в отдельных минералах одних и тех же парагенетических ассоциаций. Весьма неравномерное распределение по типам месторождений, вследствие ограниченной миграционной способности в процессе рудообразования, имеют селен, висмут, индий и некоторые другие элементы-спутники. Концентрация этих элементов в рудах различных типов месторождений и в минералах одной и той же генерации резко падает по мере удаления их от главного рудоподводящего канала-узла пересечения разломов глубокого заложения. Вторая группа элементов распределяется по различным типам месторождений равномерно и включает элементы (кадмий, галлий, таллий, германий и в некоторой степени теллур) с большой миграционной способностью в рудоносных растворах. В связи с этим медные и колчеданно-полиметаллические месторождения, находящиеся в непосредственной близости от главного канала, характеризуются повышенными концентрациями селена, висмута, индия, по сравнению со свинцово-цинковыми и существенно свинцовыми месторождениями.

Важной причиной закономерного падения содержания некоторых редких элементов в рудах по мере удаления от главного рудоподводящего канала, наряду с другими причинами, являлся также фильтрационный эффект и другие явления, связанные с перемещением растворов через сложную систему закрытых трещин и пор. Это приводит к дифференциальному изменению концентраций редких элементов еще в потоке растворов в зависимости от структурной обстановки.

Точно так же концентрация селена в кварц-киноварно-антимонитовой минеральной ассоциации Хайдарканского кварц-флюорит-киноварно-антимонитового месторождения, как показали А. С. Великий и В. Ю. Волгин, в значительной мере обусловлена приуроченностью этой минеральной ассоциации к максимально тектонически подвижной зоне разрывов, являвшейся главным каналом поступления рудоносных растворов.

Имеются данные, позволяющие говорить о влиянии литологического состава вмещающих пород, а также глубины формирования месторождений на концентрацию и рассеивание редких элементов. Эти вопросы в той или иной степени освещены в соответствующих разделах данной работы, а также в ранее опубликованных трудах, поэтому здесь они не рассматриваются.

## ЛИТЕРАТУРА

- Багратишвили Т. Д. К минералогии полиметаллических проявлений юго-западной части Локского массива.— Труды Геол. ин-та АН Груз ССР, 1961, мин.-петр. серия, 5.
- Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтын-Топканском рудных полях Карамазара.— Геохимия, 1959, № 4.
- Бадалов С. Т. Сравнительное изучение халькопирита и молибденита из рудных месторождений Карамазара.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, 13.
- Бакиров С. Б. О генезисе свинцовой минерализации пластового типа в нижнекарбонových мульдах Западного Прибалхашья.— Научные труды Казахского политехн. ин-та, 1962, геол. и горное дело, сб. 22.
- Банщикова И. В. Некоторые особенности генезиса месторождения Кара-Оба, выявленные посредством микротермометрического анализа.— Труды ВНИИП-2, 1958, вып. 2.
- Баранов В. Д. Первичная зональность оруденения и распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Зыряновского рудного района (Рудный Алтай).— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 10.
- Борисенко Л. Ф., Лизунов Н. В. К вопросу о распределении скандия в вольфрамитах.— Геохимия, 1958, № 3.
- Боришанская С. С., Воскресенская Н. Т., Карпова И. С. Минеральная форма нахождения галлия в сфалеритах Верхней Квайсы.— Научные докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 4.
- Бурхин И. В. Геологический очерк и некоторые особенности руд месторождения Кадамджай.— Труды Ин-та геол. АН КиргССР, 1958, вып. 10.
- Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов В. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. 1. Изд-во АН КазССР, 1957.
- Вершковская О. В. Генетические типы месторождений галлия и их промышленное значение.— Разведка и охрана недр, 1957, № 10.
- Вершковская О. В. Галлий в породах и минералах Хрустального месторождения.— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 10.
- Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е. Галлий. Изд-во АН СССР, 1960.
- Вершковская О. В., Краснова В. С., Родионов Д. А. О распределении галлия в сфалеритах из флюоритово-сульфидных месторождений.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 6.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, 1952.
- Вольфсон Ф. И. К геологии и генезису свинцово-цинковых месторождений скарновой формации.— «Сб. статей Всес. заочн. политехн. ин-та», 1956, вып. 13.

- Воскресенская Н. Т. Таллий в некоторых гидротермальных месторождениях Большого Кавказа.— *Геохимия*, 1961, № 8.
- Воскресенская Н. Т., Усевич Т. Д. К вопросу о нахождении таллия в марганцевых минералах.— *Геохимия*, 1957, № 7.
- Воскресенская Н. Т., Карпова И. С. Таллий в рудных минералах Верхней Квайсы.— *Геохимия*, 1958, № 5.
- Ганеев И. Г., Сечина Н. П. К геохимическим особенностям вольфрамитов.— *Геохимия*, 1960, № 6.
- Ганеев И. Г., Пачжанов Д. П., Борисенко Л. А. К геохимии галлия, олова и некоторых других элементов в процессе грейзенизации.— *Геохимия*, 1951, № 9.
- Гармаш А. А. Парагенезис поздних гипогенных сульфидов в рудах Змеиногорского месторождения на Алтае.— *Докл. АН СССР*, 1958, 120, № 5.
- Гармаш А. А. Особенности распространения редких элементов в полиметаллических месторождениях Змеиногорского района Рудного Алтая.— *Труды ИМГРЭ*, 1960, вып. 4.
- Гармаш А. А., Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Особенности распространения редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях и методика их изучения для подсчета запасов.— *Труды ИМГРЭ*, 1961, вып. 6.
- Гармаш А. А., Власова Н. К. К геохимии галлия в процессе формирования колчеданно-полиметаллических руд.— *Труды ИМГРЭ*, 1963, вып. 10.
- Генкин А. Д., Муравьева И. В. Индит и джалиндит — новые минералы индия.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1963, ч. 92, вып. 4.
- Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений.— *Труды ИГН АН СССР*, 1941, вып. 46.
- Дунин-Барковская Э. А. Таллий в рудах и минералах Лачин-Ханы (Западный Тянь-Шань, Угамский хребет).— *Геохимия*, 1961, № 8.
- Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влиянии на металлогению Восточной Якутии.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», 1961, вып. 6.
- Еникеев М. Р. Галениты из Юго-Западного Кармазара.— *Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва*, 1959, вып. 13.
- Еникеев М. Р., Сквалецкая Л. В. Редкие сульфосоли серебра из Алтын-Топкана.— *Труды Среднеаз. гос. ун-та*, 1958, вып. 102.
- Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Кара-Оба в Центральном Казахстане.— *Изд-во АН СССР*, 1964.
- Жариков М. Г. О новом листовитовом типе ртутной минерализации в Южной Ферганае.— *Ученые Записки Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья*, 1961, вып. 6.
- Жиров К. К., Иванова Г. Ф. О распределении рения в молибдените месторождений разных генетических типов.— *Геохимия*, 1959, № 6.
- Захаров Е. Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений.— *Труды МГРИ*, 1955, 28.
- Зленко Б. Ф. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай).— *Геол. рудных месторожд.*, 1962, № 1.
- Иваницкий Т. В. К спектральной характеристике некоторых сфалеритов.— *Сообщения АН ГрузССР*, 1951, 12, № 1.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д. К вопросу таллиеносности дисульфидов железа Тхморского рудопроявления.— *Сообщения АН ГрузССР*, 1957, 19, № 6.
- Иваницкий Т. В., Цинцадзе Г. В. Вюртцит в близповерхностных низкотемпературных свинцово-цинковых рудах Грузии.— В сб. «Труды Геол. ин-та АН ГрузССР», 1959.

- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д. К вопросу содержания и распространения некоторых рассеянных элементов в главнейших сульфидных свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии.— *Геохимия*, 1960, № 2.
- Иваницкий Т. В., Везиришвили Е. К. Минералогия и геохимия полиметаллического оруденения Мерисского поля (Аджария).— *Труды Геол. ин-та АН ГрузССР*, серия мин. и петр., 1961, 5.
- Иванов В. В. Таллий в эндогенных месторождениях Урала.— *Докл. АН СССР*, 1958, 122, № 5.
- Иванов В. В. К геохимии кадмия в месторождениях Депутатской группы.— *Геохимия*, 1961, № 2.
- Иванов В. В. Новые данные по геохимии аксессуарных элементов в касситерито-сульфидных рудах.— *Труды ИМГРЭ*, 1961, вып. 7.
- Иванов В. В. О парагенезисах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностях и возможных источниках оруденения.— *Труды ИМГРЭ*, 1963, вып. 10.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и некоторые физико-химические особенности формирования касситерито-силикато-сульфидных месторождений Северной Якутии.— *Геохимия*, 1963, № 9.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловянных месторождений Якутии. Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов В. В. Кадмий.— В кн. «*Геохимия редких элементов*». Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов В. В., Волгин В. Ю., Краснов А. А., Лизунов Н. В. Таллий. Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов С. Н. О характерных особенностях рудных месторождений колчеданного типа.— *Труды Горн.-геол. ин-та Уральск. ФАН СССР*, 1955, вып. 26, сб. № 3.
- Ициксон М. И., Русанов А. К. Элементы-примеси в касситеритных месторождениях Дальнего Востока.— *Изв. АН СССР*, серия геол., 1946, № 5.
- Ингерсон Э. Геологическая термометрия.— В сб. «*Проблемы рудных месторождений*». М., ИЛ, 1958.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира.— *Сов. геология*, 1959, № 8.
- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей.— *Изв. АН КазССР*, серия геол., 1955, вып. 20.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана.— *Проблемы сов. геологии*, 1937, 7, № 8.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— *Изв. АН КазССР*, серия геол., 1951, 1952, вып. 14, 15.
- Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Гольденберг Е. С. О некоторых глубинных разломах юго-восточной части Центрального Казахстана (по аэромагнитным данным).— *Вестник АН КазССР*, 1959, № 7 (172).
- Комарова Г. Н., Новороссова Л. Е. О поведении олова и индия в колломорфных агрегатах касситерита из Джалинджинского месторождения на Малом Хингане.— *Геохимия*, 1959, № 8.
- Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С., Зыков С. И., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д., Филиппов М. С. О возрасте некоторых редкометалльных гранитных интрузий Центрального Казахстана.— *Геохимия*, 1957, № 8.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы.— *Сов. геология*, 1956, № 51.
- Коржинский Д. С. Режим кислотно-щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах.— В сб. «*Материалы к*

- Всес. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел». Изд-во АН СССР, 1958.
- Краснова В. С. Минералогия месторождения Такоб (Средняя Азия) и распределение галлия в рудах.— Тезисы II конфер. молодых научных сотрудников ИМГРЭ, 1960.
- Кузнецов К. Ф. Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводский группы (Восточное Забайкалье).— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 2.
- Кузнецов К. Ф. Роль трещинных структур в формировании трубчатых рудных тел Екатерино-Благодатского месторождения.— В кн. «Структура рудных полей и месторождений». Изд-во АН СССР, 1960.
- Кузнецов К. Ф. и др. Закономерности распределения и возможности промышленности использования редких элементов в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья. Чита, 1958.
- Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М., Читаева Н. А., Лизунов Н. В. Закономерности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья.— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.
- Малахов А. А. О применении метода относительных содержаний элементов-примесей в многокомпонентных минералах в металлогенических и минералого-геохимических исследованиях (триада Fe — Cd — Mn).— Записки Узб. мин. об-ва, 1962, вып. 44.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магнетизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4. Изд-во АН СССР, 1958.
- Мейтув Г. М. Редкие элементы в свинцово-цинковых месторождениях Кличкинского района (Восточное Забайкалье).— Тезисы II конфер. молодых научных сотрудников ИМГРЭ, 1960.
- Мейтув Г. М. К геохимии редких элементов свинцово-цинковых месторождений Кличкинского района (Восточное Забайкалье).— Геохимия, 1962, № 7.
- Мейтув Г. М. Особенности процесса рудообразования и редкие элементы в рудах свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района.— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 10.
- Моисеева М. И. Сфалериты Юго-западного Карамазара.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13.
- Моисеева М. И. О генезисе сфалерита месторождения Гудак.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 41.
- Могаровский В. В. К геохимии галлия в зоне окисления сульфидного месторождения Дарайсо (Средняя Азия).— Геохимия, 1961, № 9.
- Некрасов И. Я. Магнетизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1962.
- Нестерова Ю. С. О химическом составе сфалеритов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11.
- Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1948, № 29.
- Нечелюстов Н. В., Шехтман П. А., Шихин Ю. С. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— В сб. «Материалы по геологии цветных редких и благородных металлов». М., 1958.
- Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Распределение элементов-примесей в процессе гипогенного минералообразования в свинцово-цинковых и медно-молибденовых месторождениях Карамазара.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 5.
- Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н., Минцер Э. Ф. Об изоморфизме селена и теллура в галените.— Геохимия, 1962, № 11.

- Никифоров Н. А. Значение литологических и геологоструктурных факторов в размещении сурьмяно-ртутного оруденения на месторождениях Южной Ферганы.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Никольская Е. И., Регель А. К. Образование твердых растворов и магнитная восприимчивость в системах:  $HgTe - HgSe$ ;  $HgTe - \beta HgS$ ;  $HgSe - \beta HgS$ .— ЖТФ, 1955, 25, вып. 8.
- Новикова Т. И. Некоторые данные об антимонитах из месторождений Центрального Таджикистана.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1962, 6.
- Овчинников Л. Н. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Онтоев О. Д. О составе и условиях образования железистых хлоритов некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Петровская Н. В., Клименко Н. Г. Селен и теллур. Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов), вып. 71, изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1960.
- Покровский П. В., Логинов В. П. О корреляции содержаний элементов-примесей и основных руд Карабашского медноколчеданного месторождения.— Горный ж., 1962, № 3.
- Попова Н. Н., Миндзер Э. Ф. Некоторые особенности формирования висмутовой минерализации.— Сов. геология, 1966, № 7.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.— Ученые записки Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и мин. сырья, 1961, вып. 6.
- Протодьяконова З. М. Некоторые данные о пирите из юго-западных отрогов Кураминских гор.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 13.
- Радкевич Е. А., Рябов В. К., Коростелев П. Г., Дубровина М. В., Кокорин А. М., Забарина Т. В. Особенности структурного положения и генезиса оловянных месторождений в одном из районов Приамура.— Тезисы доклада на юбилейной сессии ДВФ АН СССР, серия геол., 1962, 2.
- Радкевич Р. О., Клинцова А. П., Котельникова Л. Л. К геохимии сфалеритов Садонского месторождения (Северный Кавказ).— Геохимия, 1963, № 5.
- Руднев Н. А. Изучение механизма соосаждения катионов редких металлов с сульфидами.— Рефераты докладов и сообщений, № 3. Секция аналитической химии. VIII Менделеевский съезд по общей и прикладной химии, 1958.
- Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане.— Сов. геология, 1957, сб. 58.
- Сергеев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана.— Изд-во АН КазССР, 1948.
- Синицын Н. М. О региональных структурах, контролирующих ртутно-сурьмяное оруденение в Южной Фергане.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 3.
- Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеол-издат, 1947.
- Тихомирова В. В. Таллий в сурьмяно-ртутных месторождениях.— В сб. «Минеральное сырье», 1960, вып. 1.
- Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 84.

- Томсон И. Н., Константинов Р. М. О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса. Геол. рудных месторожд., 1961, № 4.
- Тэрнор Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений Центральной Боливии.— Проблемы эндогенных месторождений. М., ИЛ, 1964.
- Федорчук В. П. К вопросу о многоярусном распределении низкотемпературного оруденения.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 41.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
- Форган К. Свинцово-цинковое месторождение Стантрэг.— В сб. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., ИЛ, 1951.
- Хрущов Н. А., Круглова В. Г., Пенсионерова В. М., Панкова В. Е., Розовская Г. В. Распределение рения, селена и теллура в молибденовых месторождениях Советского Союза.— В сб. «Минеральное сырье», 1960, вып. 1.
- Цицадзе Г. В., Швелашвили А. Е. О кристаллической природе кадмия в сфалеритах Грузии.— Сообщ. АН ГрузССР, 1960, 25, № 1.
- Черукири Боррещвара Рао. Геохимия кадмия, индия, железа и марганца в сульфидных месторождениях садонского типа. Автореф. канд. дисс., М., 1961.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Якжин А. А. К металлогении Нагольного кряжа.— Сов. геология, 1945, № 8.
- Яковлев Г. Ф. Тектонические условия размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Научные докл. Высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
- Ясинская А. А. О зависимости главнейших физических свойств цинковых обманок от химического состава.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1951, № 5.
- Ahlfeld F. Über die Verbreitung des Wismuts in der Zinnprovinz Boliviens.— Zeitschrift für praktische Geol., 1933, 41, H. 9.
- Burton I. D., Culkin F., Riley I. The abundances of gallium and germanium in terrestrials.— Geoch. et Cosmoch. Acta, 1959, 16.
- Bethke P. M. Sulfo-selenides of mercury (abs.).— Geol. Soc. Amer., 1956, 67, N 12.
- Богданов Богдан Д. Разсеяни елементи в оловно-цинковите руды от Маданския район. Списание Бълг. Геол. дружество, Изд. XXI, кн. 1, 1960.
- Buschendorf F. R. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, 27.
- Coleman R. G., Delevaux, Maryse. Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States.— Econ. Geol., 1957, 52.
- Crusszczyk H. Versuch einer neuen Vorstellung der Geologie des Schleich-Krokauer Erzbeckens.— Bull. Akad. polon. Sci. Ser. Sci. geol. et Geogr., 1964, N 5.
- Davidson D. F. Selenium in some epithermal deposits of antimony, mercury and gold.— Bull. Geol. Surv., 1960, N 11—12.
- Earley I. W. Description and synthesis of the selenide minerals. Amer. Min., 1950, 35.
- Ескенази Г., Атанасов А. Геохимия на галия полиметалното месторождение Маджарово (Източник Родони).— Трудове върху геологията на България, серия геохимия и полезни изкопаеми. Кн. III. Българска АН, София, 1962.

- Evrard F. Minor elements in sphalerites from Belgium.— *Econ. Geol.*, 1945, 40.
- Gabrielson O. Studier oter element for delingen Zinkblenden from Svenska fundorter.— *Series Geol. Unter Soku.*, ser. c. Avande.
- Graton L. C., Sarcourt G. A. Spectrographic evidence on origin of ores of Mississippi Valley Type.— *Econ. Geol.*, 1935, 30.
- Harančzyk C. Pierwiastki srodowe w mineralach kruszcowych ze slasko-krakowskich zloz cynkowo-olowianych.— *Biul. Inst. geol.*, 1957, 115, N 4.
- Harančzyk C. Thallium Iordanite Bull. d. T. Akad. Pol. d. Sci. Ser. chim. geol. et geogr., 1958, 6.
- Harančzyk C. Mineralogia Kruszcow alasko-krakowskich zloz cynku i ołowiu. *Prace Geol.*, 1962, N 8.
- Hawley I. E. Spectrographic studies of pyrite in some Eastern Canadian Gold mines.— *Econ. Geol.*, 1952, 47.
- Hurlbut C. S. The wurtzite-greenockite series.— *Amer. Min.*, 1957, 42, N 3/4.
- Киров Г., Минчева-Стефанова И. Минералотки и геохимични изследвания върху оловно-цинкового находище рудник Бориева Маданско.— *Трудове върху геологията на България.* София, 1962.
- Kullerud G. The FeS — ZnS sistem a geological thermometer. *Norske Geol. Tidsskrift*, 1953, 32.
- Lindgren W. Processes of mineralization and enrichment in the Tintic mining district.— *Econ. Geol.*, 1915, 10.
- Минчева-Стефанова И. Принос към минералогията и геохимията на рудното месторождение мина «Ватия».— *Ботевградско*, София, 1959.
- Muta K. The variation of FeS solubility in sphalerite from Kyushu and its relation with minor elements.— *Mem. Fac. Sei. Kyushu Univ.*, 1958, 7.
- Morris D. F. C., Brewer F. M. The occurrence of Ga in Blende.— *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1954, N 3.
- Oftedal I. Untersuchungen über die Vevenbestanteile von Erzmineralein norwegischer zinkblendenfuhrender Vorkommen, *Skr. Norske Klasse* 8, 1940.
- Ohle E. Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley Type.— *Econ. Geol.*, 1959, 54, N 5.
- Picot P., Pierrot R. La roquesite, premier mineral d'indium:  $CuInS_2$ .— *Bull. Soc. Franc. Miner. Grin.*, 1963, 86, N 1.
- Rigault G. Gallio e indio Relazioni tra la struttura della blenda e il contenuto in gallio e indio. *Periodico di mineralogia*, 1956, 25, N 1.
- Родонова Т. Г. Изследвания върху минералогияския състави околорудните изменения на Маджаровско полиметално находище в източните Родопи.— *Трудове върху геологията на България*, серия геохимия и полезни изкопаеми, кн. 1, 1960.
- Родонова Т. Г., Атанасов А. Г. Вюрцит от полиметалното находище Маджарово. *Известия на геол. ин-т. «Страшимир Димитров»*, кн. X, Българска АН, София, 1962.
- Schmidt R. A. Temperatures of mineral formation in the Miami—Picher district as indicated by liey in inclusions.— *Econ. Geol.*, 1962, 57, N 1.
- Schrocke H. Zur Geochemie erzgebirgischer Zinnerlagerstätten.— *Neues Jahrb. Min. Abhandl.*, 1955, Bd. 87, N 3.
- Smith F. G. Laboratory testing of «Pneumatolitic» deposits.— *Econ. Geol.*, 1949, 44, N 7.
- Seeliger E. A new occurrence of hutchingsonite from Wiesloch. *N. Jahrb. f. Min.*, 1954, Abh., 56.
- Schroll E. Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten Schalenblen-

- den und Zindblenden. Aus den Sitzungsberichten der Osterr. Akad. der Wissenschaften Mathem.—Naturw. Kl., 1953, Abt. 1, 162, Bd. 5.
- Schroll E. Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiener Blei--Zink—Erze. Mitt. Osterr. Min Ges., Sonderheft 3, t. I, 1954.
- Schroll E. Über das Vorkommen linigen Spurenmethalle in Blei—Zink—Erze der ostalpinen Metallprovinz. Tschermaks. Min u. Petr. Mitt., 1955, B. 5, H. 3.
- Shazly E. M. El. Webb J. S., Williams D. Trace Elements in Sphalerite Galena and associated minerals from the British Isles.—Bull. Institution mining and metallurgy, 1957, N 604.
- Sims P. K., Barton P. B. Jr. Some aspects of the geochemistry of sphalerite Central City district. Colorado.—Econ. Geol. 1961, 56, N 7.
- Snyder F. G., Odell I. W. Sedimentary Breccias in the southeast Missouri lead district.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1957, 69.
- Stoiber R. E. Minor elements in sphalerite.—Econ. Geol., 1940, 35.
- Takahashi K., Otsu H., Ito S. Minor Elements in Sulfide Minerals from Oizumi Mine, Yamahata Prefecture, 1958. 1935, 30.
- Warren H. V., Thompson. Sphalerites from western Canada.—Econ. Geol., 1945, 40.
- Turneure F. S. The tin deposits of Leallagua, Bolivia.—Econ. Geol.,

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	
<i>А. С. Великий</i> . . . . .	3
<b>I</b>	
Редкие элементы в молибдено-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана	
<i>Н. И. Попова, Т. Н. Нечемостов, И. С. Разина</i> . . . . .	5
<b>II</b>	
Редкие элементы в некоторых оловорудных месторождениях СССР	
<i>В. В. Иванов, Ю. А. Тархов, И. Е. Максимюк</i> . . . . .	52
<b>III</b>	
Редкие элементы в серно- и медноколчеданных месторождениях Среднего Урала	
<i>М. С. Воробьева, Н. Д. Синдеева</i> . . . . .	76
<b>IV</b>	
Кадмий, таллий и галлий в свинцово-цинковых месторождениях	
<i>В. В. Иванов, А. А. Гармаш, Г. М. Мейтуев, Н. В. Нечелюстов</i> . . . . .	111
<b>V</b>	
Редкие элементы в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии	
<i>А. С. Великий, В. Ю. Волгин, В. С. Иванов.</i> . . . . .	180
<b>VI</b>	
Некоторые общие выводы о распределении и поведении редких элементов в молибдено-вольфрамовых, оловорудных, колчеданных, свинцово-цинковых и сурьмяно-ртутных месторождениях.	
<i>А. С. Великий</i> . . . . .	213
Литература . . . . .	223



**Формы нахождения и особенности распределения  
редких элементов в некоторых типах гидротермальных  
месторождений**

*Утверждено к печати Институтом минералогии,  
геохимии и кристаллохимии редких элементов*

Редактор издательства *С. С. Мухин*  
Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 26/XI 1966 г. Подписано к печати 1/III 1967 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 14,3.  
Бумага типографская № 1. Тираж 1600 экз. Т-03914.  
Тип. зак. 1623.

*Цена 1 руб.*

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подосенский пер., д. 21  
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

### ОПЕЧАТКА И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
15	2 ст.	Кара-Оба	—
19	Табл. 5, гр. 5,2 ст.	13	3
24	Табл. 8, гр. 7,1 ст.	3	13
56	5 ст.	галлий	кальций
98	Табл. 40, гр. 2 и 3, 2 ст.	Gd	Cd
231	7 ст.	<i>Н. И. Попова, Т. Н. Нечемостов</i>	<i>Н. Н. Попова, Г. Н. Нечелюстов</i>

Заказ № 1623

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АРХИВ

1 руб.

15759

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»