

МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА

T34

M-57



МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА



*Светлой памяти
академика АН УзССР
Александра Сергеевича Уклонского
посвящается*



ЎЗБЕКИСТОН ССР ФАНЛАР АКАДЕМИЯСИ
Ҳ. М. АБДУЛЛАЕВ НОМИДАГИ ГЕОЛОГИЯ ВА ГЕОФИЗИКА
ИНСТИТУТИ

ЎЗБЕКИСТОН МИНЕРАЛЛАРИ

I ТОМ

ЎЗБЕКИСТОН ССР «ФАН» НАШРИЕТИ

Т О Ш К Е Н Т — 1975

T34
M-57

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

МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА

ТОМ I

50/W

2781

БИБЛИОТЕКА
Минералогического музея
Академии Наук СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР

ТАШКЕНТ - 1975

УДК 549(575.1)

Коллектив. **Минералы Узбекистана**, т. I. Ташкент, Изд-во «Фан»
УзССР, 1975 г. Табл.—55, рис.—62.

В книге дается описание минералов по единой форме (самородные элементы, интерметаллические соединения, карбиды, арсениды, сульфиды, селениды, теллуриды, галогениды и простые окислы).

Впервые обобщены все имеющиеся материалы по минералогии указанных классов, даны представления об их характерных особенностях.

Сводная характеристика минералов имеет большую теоретическую и практическую ценность. Работа представляет интерес для минералогов, петрографов, металлогенистов, поисковиков, разведчиков и студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия

Д-р геол.-мин. н. *С. Т. Бадалов* (главный редактор), канд. геол.-мин. н. *М. И. Моисеева* (ответственный редактор), д-р геол.-мин. н. *М. П. Баскаков*, кандидаты геол.-мин. н. *И. М. Голованов*, *М. И. Исмаилов*, *А. К. Касымов*, *Р. А. Мусин*, *С. К. Смирнова* (ответ. секретарь).

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние годы достигнуты крупные успехи в изучении минералогии в Узбекистане, связанные с развитием минерально-сырьевой базы республики.

В этой монографии описаны минералы с учетом всех конкретных фактических сведений по ним, что необходимо для практической работы минералогов, геохимиков и геологов разных профилей. Сравнительная характеристика минералов из разных регионов и различных генетических типов позволила решить некоторые генетические вопросы и наметить типоморфные особенности ведущих рудных и сопровождающих минералов, имеющих важное значение для поисково-разведочных работ. Книга дает полное представление о состоянии изученности минералов в республике и задачах будущих исследований.

Первоначально намечалось представить схему распределения важнейших минералов на территории Узбекистана (минералогические провинции). Впервые подобная работа была опубликована А. С. Уклонским (1962). Однако здесь в связи с огромнейшим фактическим материалом выполнить эту задачу оказалось невозможным. Предполагается, что соответствующие исследования будут выполнены в ближайшие годы.

Монография состоит из четырех томов.

В первом томе приводятся данные по самородным элементам, интерметаллическим соединениям, карбидам, арсенидам, сульфидам, селенидам, теллуридам, галогенидам, окислам и гидроокислам, во втором — по солям кислородных кислот. В связи с ограниченностью объема класс силикатов будет опубликован в третьем и четвертом томах, в четвертом томе будет дана общая для всего издания литература.

В составлении монографии участвовало 68 авторов.

Приведенные в работе многочисленные анализы были в различное время выполнены сравнительно небольшой группой химиков-аналити-

ков. Ведущая роль в этом принадлежит сотрудникам ИГиГ АН УзССР—П. Л. Прихидько, Е. Ф. Касьяновой, Т. И. Суконкиной, В. В. Прасоловой и Министерства геологии УзССР — Е. П. Стрельниковой, Т. Т. Мухиной.

Пробирные анализы проведены Л. Ф. Толкачевой. Термограммы минералов в основном получены в лаборатории Института геологии и геофизики Э. Е. Рабаевой, рентгенограммы сняты в лабораториях того же института и Министерства геологии УзССР Л. А. Соколовой, Л. А. Скачковой, Н. В. Троненок, Г. П. Клиентовой, электронномикроскопические снимки выполнены Т. И. Ясколке.

Цветные фотографии сделаны А. А. Таубе.

При подготовке рукописи к печати были приняты во внимание советы академика АН УзССР А. С. Уклонского, светлой памяти которого посвящена работа.

Рукопись просмотрена З. М. Протодьяконовой, К. Л. Бабаевым, Н. П. Петровым, сделавшими ценные замечания, которые авторы приняли с благодарностью. Особенно следует отметить постоянную помощь в работе академика АН УзССР И. Х. Хамрабаева. Авторы и редколлегия выражают благодарность профессору Г. П. Барсанову за весьма ценные советы при рецензировании монографии.

К ИСТОРИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

История минералогических исследований в Узбекистане достаточно полно освещена в многочисленных работах А. С. Уклонского и его учеников (Уклонский, 1947, 1954, 1957, 1967; Уклонский, Бадалов, Баскаков и др., 1962; Бадалов, Еникеев, 1974). Во избежание повторений здесь приводятся лишь сведения об основных исторических периодах минералогических исследований и перечисляются вновь открытые минералы, известные только в Узбекистане.

Первые сведения о минералах Средней Азии мы черпаем у знаменитых энциклопедистов XI века — Абу Райхана Беруни (973—1048 гг.) и Авиценны (Абу Али Ибн Сина). Книга Беруни «Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия)», которая была в 1963 г. переиздана Академией наук СССР, представляет собой самую обширную сводку минералогических знаний средневековья. Беруни впервые изучил физические свойства минералов, с помощью созданных им приборов довольно точно определил удельный вес многих из них.

Будучи уроженцем Средней Азии, Беруни с особой полнотой освещает некоторые среднеазиатские месторождения драгоценных камней: лазурита, лала (шпинель), флюорита (джамаст) в Таджикистане, бирюзы близ современного Ленинабада, в Зарафшанском хребте он отмечал нашатырь, купорос, ртуть, железо, свинец, серебро, золото. В районе Бухары упоминает о нахождении магнетита.

Ряд минералов и полезных ископаемых, добыча которых в то время была широко известна в Средней Азии, не упоминается у Беруни, вероятно, в связи с тем, что его работа была посвящена главным образом драгоценным камням.

Горное дело в средние века в Средней Азии было широко развито, о чем свидетельствуют многочисленные древние горные выработки и шлаковые поля, хорошо сохранившиеся во многих регионах Узбекистана до наших дней. Некоторые из этих разработок достигают огромных

масштабов, значительных глубин и поражают современных специалистов своим широким распространением. Планомерное проведение поисково-разведочных работ в наши дни со всей очевидностью показало, что нет ни одного сколько-нибудь крупного месторождения, о котором не знали бы древние рудознатцы и которое бы они не разрабатывали.

В то время горнякам хорошо были известны галенит, церуссит, золото, серебро, аметист, бирюза, магнетит, медные, ртутные, сурьмяные минералы, кремневые образования, купорос и многие другие. Древние горняки хорошо их распознавали, находили в природе и добывали (Массон, 1934, 1953; Иванов, 1932; Ферсман, 1922).

Отправной точкой в истории минералогических исследований в Средней Азии, и в том числе в Узбекистане, можно считать сведения, полученные от выдающегося русского ученого И. В. Мушкетова (1886, 1906, 1910), одного из первых исследователей геологии Средней Азии. В 1875 г. он впервые опубликовал список, в котором значилось 57 минералов и их разновидностей (в Туркестане). В последующих его работах список был увеличен до 93 минералов.

Работы И. В. Мушкетова отличаются от многих геологических трудов того времени тем вниманием, которое он уделял учету минералов изучаемого района.

Кроме И. В. Мушкетова, в дореволюционный период минералогией Средней Азии, и в том числе Узбекистана, занимались известные русские ученые В. И. Вернадский, К. А. Ненадкевич, Н. П. Барбот-де-Марни, Г. Д. Романовский, П. В. Еремеев, В. А. Обручев, В. Н. Вебер, В. И. Луцицкий, Н. А. Смольянинов, А. С. Уклонский и др. В этот период был охарактеризован ряд минералов из отдельных месторождений, а в смежных республиках открыты новые, ранее не известные минералы (К. А. Ненадкевич открыл новые минералы в Тюямууне).

П. В. Еремеев (1883, 1884) изучил кристаллы апатита с верховьев р. Пскема — определил его химический состав и впервые замерил на гониометре кристаллы алунита из тогдашнего Бухарского ханства. Полученные данные вошли во все минералогические справочники.

Н. А. Смольянинов (1926) и А. С. Уклонский в 1916 г. обнаружили алуниты во вторичных кварцитах Гушсае и впервые высказали мнение об образовании зон алунитизации в Чаткало-Кураминском районе в связи с вулканической деятельностью (Уклонский, 1934, 1935).

В. А. Обручев (1889) описал бирюзу и графит в горах Каратюбе у Самарканда. И. В. Мушкетов отметил агальматолит близ Сайлыка (теперешний Акташ).

Н. П. Барбот-де-Марни (1875) в 1874 г. установил берилл в крупнозернистом граните Султануиздага.

В. Н. Вебер (1912, 1917) в сводной работе по полезным ископаемым Туркестана учел все известные в то время рудопроявления с указанием минералов, слагающих их.

Систематическое изучение минералогии Узбекистана по существу началось в послереволюционный период. Большую роль в исследовании минералов Узбекистана сыграли академики В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман. Ежегодные посещения Ташкента А. Е. Ферсманом и Д. И. Щербаковым оказали большое влияние на направление исследований и способствовали привлечению таких первоклассных специалистов из Москвы и Ленинграда, как П. А. Алекса́т, В. Б. Татарский, Н. А. Смольянинов, А. Ф. Соседко, В. А. Баскин, В. С. Мясников, В. П. Флоренский, С. С. Курбатов, В. А. Зильберминц, П. П. Пилипенко, Е. М. Янишевский, Г. М. Вировлянский, К. А. Ненадкевич, И. И. Шафрановский, А. А. Сауков, А. Б. Вистелиус, Ю. А. Арапов, Л. Л. Шилин, Б. Н. Наследов, С. Ф. Машковцев, А. С. Уклонский, Ю. М. Голубкова, В. Ф. Алявдин и многие другие.

В этот период минералогические исследования охватили многие районы Узбекистана. В результате были обнаружены и изучены ранее не известные в Узбекистане минералы и даны представления об их генезисе. Так, А. Ф. Соседко, С. С. Курбатов, Л. Л. Шилин и др. установили большое количество пегматитовых жил в Кызылкумах и изучили их состав. Впервые были выявлены такие минералы, как колумбит, гапит, альмандин.

С. В. Культиасов, П. А. Алекса́т и Н. А. Смольянинов обнаружили повеллит и шеелит в Западном Узбекистане и Моголтау. В. А. Зильберминц описал ванадиевые минералы Агалыка. А. Ф. Соседко отметил бирюзу из Кызылкумов и арсенопирит в кварцевых жилах Мурунтау. Н. А. Смольянинов охарактеризовал флюорит из среднеазиатских месторождений. В. Б. Татарский изучил скородит и питтит из Бричмуллы. И. И. Шафрановский, Е. М. Янишевский, Ю. А. Арапов, Е. Г. Разумная, А. Б. Вистелиус — кристаллы вульфенита из Канса́я. А. Ф. Соседко выявил корунд и наждак в Западном Узбекистане и высказал соображения об их генезисе, не претерпевшие существенных изменений до наших дней.

К. А. Ненадкевич и С. С. Курбатов открыли новые минералы: узбекит, тангеит, туюмунит. Исследованы кристаллы серы из Шорсу (В. Ф. Алявдин), отмечен целестин, фосфориты, бокситы и даны списки минералов по Карамазарским рудным месторождениям (Пилипенко, 1932; Арапов, 1936; Наследов, 1935).

В 1920 г. по декрету В. И. Ленина в Ташкенте был создан Туркестанский университет с геологическим факультетом и кафедрой минералогии под руководством А. С. Уклонского и его помощницы Ю. М. Голубковой. Минералогию и геохимию в Средней Азии, в частности в Узбекистане, возглавлял А. С. Уклонский — ученик В. И. Вернадского, создавший большую школу минералогов геохимического направления, которая занимается в основном изучением минералогии

полезных ископаемых Средней Азии. В подготовке кадров минералогов выдающаяся роль принадлежит А. С. Уклонскому. С 1920 г. А. С. Уклонским и его учениками были подготовлены сотни специалистов, много кандидатов геолого-минералогических наук и несколько докторов. С этого времени началось планомерное изучение минералогии Средней Азии преимущественно своими силами. Минералогические исследования проводили многие геологические организации — кафедры минералогии ТашГУ и ТашПИ, многочисленные геологические партии Министерства геологии УзССР, Институт геологии и геофизики АН УзССР, САИГИМС, бывший трест «Средацветметразведка» и другие организации.

Среди теоретических работ особое место занимает монография А. С. Уклонского «Парагенезис серы и нефти», в которой он блестяще прогнозировал крупнейшее месторождение газа и нефти Средней Азии Газли. Теорию парагенезиса серы и нефти в настоящее время признает большинство геологов различных стран мира.

А. С. Уклонский разработал новую геохимическую классификацию минералов по ведущему химическому элементу. На основе этой классификации в 1940 г. был издан учебник «Минералогия», по которому на протяжении тридцати лет в Узбекистане читается курс минералогии.

С 50—60-х годов изучение минералогии в Узбекистане вступило в новую фазу. Минералогические исследования распространились на сотни месторождений полезных ископаемых, начали появляться сводные работы по минералогии рудных полей, более крупных регионов и по отдельным генетическим типам. Изучена минералогия нескольких десятков полиметаллических месторождений (Кургашинкан, Алтынтопкан, Кансай, Лашкерек, Восточно-Карамазарские, Гудас, Кенкол, Наугарзан, Сумсар, Уччулач, Курусай, Джангалык, Лачинхана, Южно-Узбекистанские и др.), медных (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку, Саукбулак, Наукат), золотых (Мурунгау, Кокпатас, Каракутан, Чармитан, Чадак, Кочбулак, Бургунда, Кызылалма, Актурпак, Қаульды и др.), железорудных (Туранглы, Чокадамбулак, Аткулак, Сусинген, Приаральские осадочные месторождения), висмутовых (Восточно-Карамазарские, Устарасай, Кызылгут и др.), уникального никель-графитового (Тасказган), вольфрамовых (Лянгар, Койташ, Угат, Ингичке, Саргардон), ртутных, серных (Шорсу, Чангырташ, Октябрьское, Тубегатан, Газли, Шакарлыкастана и др.), алунитовых вторичных кварцитов (Акташ, Гушсай, Аксаката и др.), флюоритовых (Наугарзан, Кенкол, Дюшали, Аурахмат и др.).

Значительные достижения имеются в области изучения минералогии породообразующих и акцессорных минералов гранитоидных формаций Узбекистана.

Получены данные по минералогии древнейших протерозойских глубоко метаморфизованных толщ Южного Узбекистана.

Изучением минералогии перечисленных объектов занимались сотни специалистов.

За последние 10 лет появились работы по отдельным генетическим группам — пегматитам, а также магнезиальным и известковым скарнам.

Данные по текстурам и структурам руд по многим месторождениям Узбекистана (Кургашинкан, Кальмакыр, Актепе, Гудас, Кумышкан, Сумсар и др.) вошли в сводную монографию «Текстуры и структуры руд» (Бетехтин, Генкин, Филимонова, Шадлун, 1952).

В последние годы накопился очень большой материал по минералогии крупных регионов, обобщенный в ряд монографий — по Алмалыку (Бадалов, 1965; Голованов, 1965), по северо-восточной части Кураминского хребта (Моисеева, 1969), по вольфрамовым месторождениям Западного Узбекистана (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971; Абдуллаев, 1947; Хамрабаев, 1952), по колчеданно-полиметаллическим месторождениям Южного Узбекистана (Панкратьев, Михайлова, 1972).

В монографии «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане» приведена минералогия главнейших золоторудных месторождений и рудопроявлений Узбекистана (Кочбулак, Кызылалмасай, Чадак, Алмалык, Кутан, Мурунтау, Кокпатас) и дана сравнительная минералого-геохимическая характеристика рудных месторождений.

Совокупность проведенных исследований позволила выявить 506 минералов и 132 разновидности на территории Узбекистана, из них 13 минералов и 5 разновидностей открыты как новые минералы и вошли в мировую литературу по минералогии, 16 минералов установлено в Советском Союзе только на территории Узбекистана.

Перечислим вновь открытые минералы.

Авиценнит — Tl_2O_3 , новый таллиевый минерал, установленный в Зирабулакских горах Е. А. Коньковой, В. Ф. Савельевым, Х. Н. Карповой и Э. Д. Ларкиным (1958). Дополнительно исследован Е. А. Коньковой и В. Ф. Савельевым (1960). Минерал назван в честь крупнейшего таджикского ученого XI в. Авиценны. Утвержден комиссией по новым минералам и охарактеризован по данным вышеуказанных исследователей в справочнике «Минералы», т. II (1965).

Шорсуит — минерал из группы квасцов $(Mg, Fe'', Na)(Al, Fe'')_2(SO_4)_4 \cdot 19,6H_2O$. Открыт и исследован Н. Т. Винниченко-Уклонской (1955) в шляпе серного месторождения Шорсу. Минерал в комиссии по новым минералам не рассматривался.

Уклонсквит — $NaMg[SO_4](OH)2H_2O$ открыт М. Н. Слюсаревой (1964) в низовьях Амударьи среди палеогеновых глин, покрываю-

ших скопления солей неогенового возраста. Минерал назван по имени академика АН УзССР А. С. Уклонского, крупнейшего минералога Средней Азии. Утвержден комиссией по новым минералам.

Гидроглауберит— $5\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Открыт М. Н. Слюсаревой (1969) на месторождении Кушканатау в глинах, покрывающих и подстилающих соляную залежь неогенового возраста. Утвержден комиссией по новым минералам (Бонштедт-Куплетская, 1970).

Везиньейт— $\text{BaCu}_3[\text{OH}|\text{VO}_4]_2$ установлен Guillemin (1955) одновременно в образцах из трех пунктов — Фридрихсроде (Тюрингия), Урала и из Агалыка, УзССР (Бонштедт-Куплетская, 1956).

Узбекит— $\text{Cu}_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ установлен И. Д. Курбатовым (1926) в Қарачатыре и Агалыке (Курбатов, Волков, 1927). В настоящее время узбекит не всеми признается как самостоятельный минерал.

Таллиевый карнотит— $(\text{K}_2\text{Tl})_2[\text{UO}_2|\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ —новая таллиевая разновидность карнотита открыта И. Г. Смысловой (1970) в верхнепротерозойских углеродисто-кремнистых сланцах в коре выветривания Кызылкумов.

Стистайт— SnSb установлен в восточной части Северо-Нуратинского хребта в шлихах из песчано-сланцевых отложений (Николаева, Григоренко, Гагаркина, Цыпкина, 1970). Утвержден комиссией по новым минералам (Бонштедт-Куплетская, 1971).

Неназванный минерал— $\text{Cu}(\text{Sn}, \text{Sb})$ установлен теми же исследователями и в том же пункте, что и предыдущий. Утвержден комиссией по новым минералам (Бонштедт-Куплетская, 1971).

Устарасит— $\text{PbBi}_6\text{S}_{10}$ выявлен М. С. Сахаровой (1955) в Пскемском хребте на месторождении Устарасай. Охарактеризован в справочнике «Минералы», т. I (1960).

Висмутовый джемсонит (сахароваит) открыт в 1949 г. на месторождении Устарасай М. С. Сахаровой (1955) как новая разновидность минерала. И. В. Костов (1959) выделил его как новый минеральный вид и предложил назвать по фамилии открывшего его автора.

Бирунит— $8,5\text{CaSiO}_3 \cdot 8,5\text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ установлен С. Т. Бадаловым и И. М. Головановым (1957) в полиметаллическом месторождении Кургашикан в Кураминском хребте. Название дано в честь великого ученого средневекового Узбекистана Абу Райхана Беруни. Опубликовано в списке новых минералов (Бонштедт-Куплетская, 1959; Fleischer, 1959).

Жозейт Д— $\text{Bi}_8(\text{Te}, \text{S})_3$ обнаружен Э. А. Дунин-Барковской, В. В. Лидер, В. Н. Рожанским (1968) в Устарасе (Чаткальский хребет). Первоначально был назван «свинецсодержащий жозейт».

К числу новых разновидностей минералов, выявленных на территории Узбекистана, относятся:

магнезиальный калинит — $(K, Mg)Al[SO_4]_2 \cdot 11H_2O$ из группы квасцов, открыт Н. Т. Уклонской в шляпе серного месторождения Шорсу (Винниченко-Уклонская, 1956);

цинковый серпофит — в зоне окисления полиметаллического месторождения Кургашикан (Голованов, 1965);

ванадиевый гроссуляр (4,5% V_2O_3) — Западный Узбекистан, Темирбулак (Бадалов, 1951);

ванадиевый турмалин (5,76% V_2O_3 ; Бадалов, 1951).

В пределах Узбекистана установлен ряд весьма редких минералов, ранее не известных в Советском Союзе.

Цинковый серпентин — месторождение Кургашикан (Бадалов, 1965).

Коннелит — $Cu_{19}Cl_1(OH)_{32}(SO_4) \cdot 4H_2O$ установлен Д. А. Сахар (1968) в медистых песчаниках Науката и А. К. Касымовым (1966) в зоне окисления золоторудного месторождения Кокпатас.

Риннеит — NaK_3FeCl_6 обнаружен Л. И. Филатовой и Р. А. Габрильянц (1966) на территории Юго-Восточной Туркмении почти на границе с Узбекистаном в соленосных отложениях.

Коронадит — $Pb_{2-y}Mn_{8-z}(O, OH)_{16}$ впервые установлен на территории Советского Союза в 1958 г. И. М. Головановым (1959, 1960, 1965) в зоне окисления полиметаллического месторождения Кургашикан в Кураминском хребте.

Халькофанит — $ZnMn_3O_7 \cdot 3H_2O$ отмечен А. К. Касымовым (1966, 1969) в Центральных Кызылкумах в зоне окисления золотого месторождения Таскудук. Изучен слабо.

Леноблит — VO_2H_2O . Открыт и изучен И. Г. Смысловой и В. А. Шитовым (1971) в Кызылкумах среди углеродисто-кремнистых сланцев. Это вторая находка в мире (Бонштедт-Куплетская, 1971).

Долоресит — $V_3O_4(OH)_4$ впервые в Советском Союзе обнаружен И. Г. Смысловой в углеродисто-кремнистых сланцах Кызылкумов.

Хантит — $Mg_3Ca(CO_3)_4$ изучен И. М. Головановым (1959, 1964, 1965) в коре выветривания серпентинизированных доломитов в пределах рудного поля полиметаллического месторождения Кургашикан.

Тинтикит — $Fe_3[(OH)_3(PO_4)_2] \cdot 3H_2O$ выявлен А. К. Касымовым (Касымов, Прихидько, 1963) в зоне окисления в одном из золоторудных проявлений в Центральных Кызылкумах.

Церулеолактит — $Al_3[(OH)_3(PO_4)_2] \cdot 4H_2O$ открыт А. К. Касымовым (1969) в пределах никель-графитового месторождения Тасказган в Центральных Кызылкумах.

Церилловит — $NaFe_3^{III}[(OH)_4(PO_4)_2] \cdot 2H_2O$ установлен А. К. Касымовым (1966, 1969) в зоне окисления золоторудного месторождения Кокпатас в Центральных Кызылкумах.

Самплеит — $\text{NaCaCu}_5[\text{PO}_4]_4\text{Cl} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ обнаружен М. И. Моисевой (1959) в окисленных медных рудах месторождения Кальмакыр в Кураминском хребте.

Рузвельтит — $\alpha\text{-Bi}(\text{AsO}_4)$ встречен в мышьяк-молибден-оловянно-висмутовом рудопоявлении Шавкатли в Чаткальских горах (Николаева, Панасенко, Григоренко, Ахмедов, 1970).

Аустинит и Cu-аустинит — $\text{CaZn}(\text{AsO}_4)\text{OH}$ и $\text{Ca}(\text{Zn}, \text{Cu})(\text{AsO}_4)\text{-OH}$ найдены в свинцово-цинковом месторождении Лачинхана в Угамском хребте Э. А. Дунина-Барковской в 1958 г. (1962, 1968).

Сташицит — $\text{Ca}(\text{Cu}, \text{Zn})[\text{AsO}_4]\text{OH}$ отмечен Э. А. Дунина-Барковской (1962) в зоне окисления свинцово-цинкового месторождения Лачинхана в Угамском хребте.

Гунгстениит — WS_2 обнаружен в скарново-шеелитовом месторождении Лянгар в Нуратинском хребте О. М. Римской-Корсаковой и М. Д. Трояновым (1956).

Кобеллит — $\text{Pb}_6\text{FeBi}_4\text{Sb}_2\text{S}_{16}$ выявлен впервые в СССР на мышьяк-висмутовом месторождении Устарасай М. С. Сахаровой (1965).

Тиманнит — HgSe установлен в 1969 г. Ю. В. Финкельштейном (1971) на ртутном рудопоявлении Кульджук в Центральных Кызылкумах.

В заключение отметим, что Узбекистан славится чудесными кристаллами серы, киновари и сростками кристаллов арагонита из Шорсу. Примечательны гигантские кристаллы горного хрусталя из Пскема, пойкилитовые сростки кристаллов целестина, напсминающие клубок ниток или розы, из Кызылкумов, цветные флюориты Аурахмата и кокардовые флюоритовые брекчии Чакмакташа и Супаташа, поделочные агальматолиты Акташа, нежно-голубая бирюза Кураминских гор и Центральных Кызылкумов, прекрасные карлсбадские двойники калишпата Кураминских гор, розовые и синие хризотил-асбесты Алмалыка (Уклонский, 1967; Моисеева, 1969; Бадалов, 1972).

В целом территория Узбекистана в минералогическом отношении изучена неравномерно. Наиболее полно освещены регионы с развитой горной промышленностью — Кураминский хребет, вольфрамовые и полиметаллические месторождения Западного Узбекистана, золотые — Центральных Кызылкумов.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

К моменту написания данной работы в Узбекистане выявлено 506 минералов и 132 разновидности. Описание минералов приводится по общепринятой классификации по типу химического соединения. Минералы от класса самородных элементов до карбонатов располагаются по классификации, принятой в справочнике «Минералы» (1960, 1963, 1965, 1967, 1972). Остальные классы даны по классификации Х. Штрунца (1962) с учетом данных У. А. Дира, Р. А. Хауи, Дж. Зусмана (1965, 1966) и ряда новейших работ по отдельным группам минералов.

Сведения о каждом минерале изложены в следующей последовательности: название, формула, местонахождение, история исследования, распространенность, характеристика кристаллов и минеральных агрегатов, физические и оптические свойства, минераграфическая характеристика, химизм, поведение при нагревании, данные рентгенометрии, условия образования, формы выделения, парагенезис, изменение.

Степень изученности минералов весьма неравномерна. Если по некоторым минералам имеются лишь сведения о их присутствии, то для других проведен полный комплекс исследований со многих объектов. Сравнительный анализ минералов из разных регионов позволил выявить некоторые их типоморфные особенности и минералогические поисковые признаки на отдельные полезные ископаемые. Ниже приводим общий список минералов Узбекистана (составила М. И. Моисеева).

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Металлы

Железо
Медь
Серебро

Золото
электрум
кюстелит
Свинец
Платина

Палладистая платина
Иридий платинистый
Иридий осмистый
Порпецит
Цинк

Олово
Ртуть

Полуметаллы и неметаллы

Графит
Шунгит

Селен
Мышьяк
Сурьма
Висмут
Сера

ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Дискразит
Маухерит

Стисаит

Неназванный минерал

КАРБИДЫ

Когенит

Муассанит

АРСЕНИДЫ

Никелин
Брейтгауптит

Леллингит
Со-леллингит
Саффорит

Раммельсбергит
Смальтин
Хлоантит

СУЛЬФИДЫ

Простые сульфиды

Аргентит
Акантит
Халькозин
Пентландит
Галенит
Сульфид Pb и Fe
Сфалерит
 клеюфан
 марматит
Вюрцит
Гринокит
Хоулиит
Киноварь
Метациннабарит
 онофрит
Алабадин
Гауерит
Пирротин
 Ni-пирротин
Ковеллин
Миллерит
Реальгар
Аурипигмент
Антимонит
Висмутин
Устарасит
Пирит
 Ni-пирит
 Со-пирит
Марказит

Мельниковит
Бравойт
Ваэсит
Молибденит
Йордизит
Тунгстенит
Патронит

Сложные сульфиды

Штромейерит
Кобальтин
Герсдорфит
Ульманнит
Гудмундит
Арсенопирит
 данаит
Прустит
Пираргирит
Блеклая руда (смешан-
 ная)
 фрейбергит
 зандбергит
Тетраэдрит
Теннантит
Халькопирит
Кубанит
Валлеиит
Станнин
Люционит
Энаргит
Гиллит

Миаргирит
Матильдит
Шапбахит
Кобеллит
Висмутотинтиннаит
Козалит
Штернбергит
Бурнонит
Айкинит
Рецбаниит
Минерал типа рецба-
 ниита
Клапротит
Бертьерит
Джемсонит
Висмутовый джемсонит
 (сахароваит)
Галенобисмутит
Борнит
Виоларит
Бетехтинит
Кермезит
Полибазит
Стефанит
Виттихенит
Лиллианит
Буланжерит
Плагинит
Франкеит
Овихит
Беегерит

СЕЛЕНИДЫ

Клаусталит
Клокманнит
Тиманнит

Ферроселит
Умангит

Эвкайрит
Гуанахуатит

ТЕЛЛУРИДЫ

Гессит
Вейссит
Рикардит
Алтаит
Хедлиит

Жозеит-А
Жозеит-В
Жозеит-Д
Теллурувисмутит
Тетрадмит

Калаверит
Вольнскит
Креннерит
Сильванит
Петцит

ГАЛОГЕНИДЫ

Флюорит
Селлаит
Флюоцерит (тизонит)
Галит
Сильвин
Хлораргирит

Нантоцит
Йодаргирит
Коннелит
Қаломель
Эглестонит
Терлингуаит

Бисмоклит
Риннеит
Атакамит
Параатакамит
Карналлит

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ

(ПРОСТЫЕ, СЛОЖНЫЕ), НИОБАТЫ, ТАНТАЛАТЫ,

АНТИМОНАТЫ

Простые окислы типа A_2O и AO

Куприт
Тенорит
мелакоцит
Периклаз
Иоцит
Цинкит
Глет
Массикот

агат
кремень
Тридимит
Кристобалит
Опал
Пирролюзит
Рутил
Анатаз
Брукит
Лейкоксен
Касситерит
Платтнерит
Теллурит
Молибдит

Алюмохромпикотит
Браунит
Гаусманит
Хризоберилл*
Ильменорутил
Стибиконит
Гидроромеит
Коронадит
Тодорокит
Псиломелан
Рансьеит
Вад

Типа A_2O_3

Авиценнит
Корунд
Наждак
Гематит
гидрогематит
Бисмит

Сложные окислы и гидроокислы, ниобаты, танталаты, антимонаты

Шпинель
Ганит
Магнетит
мушкетовит
Ti-магнетит
V-магнетит
Магнохромит
Хромпикотит

медная смоляная
руда
лампадит
асболян
Халькофанит
Вернадит
Леноблит
Ильземаннит
Приорит
бломстрандин
Титан-бетафит
Самарскит
Фергусонит
 β — фергусонит
ризёрит
Се — фергусонит

Типа AO_2 , AO_3

Уранинит*
Кварц
горный хрусталь
аметист
дымчатый кварц
халцедон

Сурик
Ильменит
Колумбит
Танталит
Корвусит
Брусит
немалит

Пирохроит
Диаспор
Бемит
Гетит
Гидрогетит
Лепидокрокит
Гидролепидокрокит

Манганит
Долоресит
Гиббсит (гидрагиллит)
Тунгстит
Гидротунгстит (мейма-
хит)

Натровая селитра

Калиевая селитра

НИТРАТЫ

Безводные карбонаты

Магнезит
брейнерит
Смитсонит
монгеймит
Сидерит
Мп-сидерит
олигонит
сферосидерит
Родохрозит
кальциородохрозит
Кальцит
Zn-кальцит
Mn-кальцит
Mn—Mg—Fe-кальцит
Ba-кальцит
Pb-кальцит
исландский шпат
голубой кальцит
оникс
Арагонит
Sr — арагонит

КАРБОНАТЫ

Pb — арагонит
(тарновитцит)
Стронцианит
кальциостронцианит
Церуссит
Доломит
Mn — доломит
Fe — доломит
Анкерит
Mn—анкерит
Хантит

Бастнезит
Паризит
Синхизит
Рентгенит (?)
Гидроцеруссит
Бисмутит

Водные карбонаты без дополнительных анионов

Безводные карбонаты с дополнительными анионами

Азурит
Малахит
Розазит
Гидроцинкит
Аурихальцит
Лозейит
Бейерит

Сода
Трона

Водные карбонаты с дополнительными анионами

Гидромагнезит
Артинит
Пироаурит

Безводные бораты

Ашарит
Котоит

БОРАТЫ

Людвигит
Mg-людвигит
Fe—Mg-людвигит
Флюоборит
Суанит

Водные бораты

Пробертит
Улексит
Гидроборацит
Сульфоборит
Люнебургит

Сульфаты без дополнительных анионов

Тенардит
Глауберит

СУЛЬФАТЫ

Ангидрит
Целестин
баритоцелестин
Барит
Sr-барит
Англезит

Безводные сульфаты с дополнительными анионами

Брошантит
Линарит

Алунит
К-Na-алунит
лёвигит
Натроалунит
Оксоневый алунит
Ярозит
Натроярозит
Плюмбоярозит
Биверит
Вудхаузит
Сванбергит
Гинсдалит
Бедантит
Дестивезит

Водные сульфаты без дополнительных анионов

Кизерит
Халькантит
Гексагидрит
Мелантерит
 Cu-мелантерит
Эпсомит
Госларит
Кокимбит
Алуноген
Пиккерингит
Галотрихит
Тамаругит
Магнезиокалинит
Натровые квасцы
Калиевые квасцы
Вольгант

Лёвент
Ферринатрит
Астраханит
Леонит
Полигалит
Мирабилит
Гипс
Бассанит
Фиброферрит
Уклонсковит
Гидроглауберит
Шорсуит

Водные сульфаты с дополнительными анионами

Цианотрихит
Копиапит
 магнезиокопиапит

ТЕЛЛУРАТЫ И СЕЛЕНАТЫ

Монтанит
Халькоменит

Керстенит

Кобальтоменит

ХРОМАТЫ, ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ

Крокоит
Феникохроит
Вокеленит
Вольфрамит

Ферберит
Гюбнерит
Шеелит
Повеллит

Вульфенит
Ферримолибдит

ФОСФАТЫ

Безводные фосфаты без дополнительных анионов

Трифиллин*
Ксенотим
Монацит*

Безводные фосфаты с дополнительными анионами

Амблигонит
Триплит

Гетерозит (?)
Либетенит
Элит (псевдомалахит)
Флоренсит
Апатит
 F-apatит
 F-Cl-apatит
 Sr-Mn-apatит
 Y-apatит
 гидроксилapatит
 карбонатapatит
 (франколит)

Коллофан
Пироморфит

Водные фосфаты

Гюролит
Тинтикит
Церулеолактит
Вавеллит
Бирюза
 мягкая бирюза
Халькосидерит
Вивианит
Цириловит
Самплеит

АРСЕНАТЫ

Безводные арсенаты без дополнительных анионов

Рузвельтит

Безводные арсенаты с дополнительными анионами

Оливенит
Zn-оливенит

Безводные ванадаты с дополнительными анионами

Деклазит
Везиньейт
Ванадинит

Островные силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4

Группа фенакита

Фенакит*
Виллемит
Эвкрипит*

Группа оливина

Форстерит
Оливин
Mn-фаялит
Fe-фаялит (таласкит)

Группа монтчеллита

Монтчеллит

Группа граната

Гроссуляр
V-гроссуляр
Гроссуляр-андрадит
Андрадит
Шорломит

Адамин
Si-адамин
Аустинит
Si-аустинит
Конихальцит
Сташицит
Миметезит

ВАНАДАТЫ

Водные ванадаты

Фольбортит
Ca-фольбортит
Узбекит
Гамагарит
Хьюэтит

СИЛИКАТЫ

Альмандин
Альмандин-спессартин
Альмандин-гроссуляр
Пироп-альмандин

Группа гидрограната

Гидрогроссуляр

Группа циркона

Циркон
Циртолит*
Торит*
торит-оранжит*
Ураноторит*

Островные силикаты с добавочными анионами

Группа силлиманита

Силлиманит
Андалузит
хнастолит
Дистен (кианит)
Муллит

Водные арсенаты

Леграндит
Скородит
Питтицит
Эритрин
Аннабергит
Тиролит
Фармакосидерит
Миксит

Россит
Пинтадоит
Ti-карнотит

Группа топаза-ставролита

Топаз
Ставролит

Группа гумита

Норбергит
Хондродит
Гумит
Клиногумит

Группа датолита

Датолит
Гадолинит

Группа сперрита

Сперрит
Таумасит
Бирунит

Группа титанита

Титанит

Группа дюмортьерита

Дюмортьерит

**Островные силикаты
с изолированными
парами
тетраэдров Si_2O_7**

Группа мелилита

Мелилит

Группа эвклаза

Эвклаз*

Мелифанит*

Бавенит*

**Группа гемиморфита
(каламина)**

Гемиморфит (каламин)
Берtrandит*

Группа ильванта

Ильвант

Группа цоизита

Цоизит
тулит

Группа эпидота

Клиноцоизит

Эпидот

Пьемонтит

Ортит

эпидот-ортит
Th-ортит*

Группа пумпеллиита

Пумпеллиит

Чевкинит

Пренит

Группа везувиана

Везувиан

Ве-везувиан*

Ti-везувиан

циприн

виллюит

Зуннит

Кольцевые силикаты

Группа берилла

Берилл*

Корднерит

Группа турмалина

Шерл

Ti-турмалин

Дравит

V-турмалин

Ti-дравит

Эльбаит*

рубеллит*

Группа баотита

Аксинит

Группа диоптаза

Хризоколла

**Цепочечные
силикаты**

Группа пироксенов

Ромбические
пироксены
(ортопироксены)

Энстатит

Гиперстен

Моноклинные
пироксены
(клинопироксены)

Подгруппа диоп-
сидсид-геденбер-
гита

Диопсид

Mn-диопсид

Сг-диопсид

Салит

Mn-салит

Fe-салит

Mn—Fe-салит

Геденбергит

Mn-геденбергит

Подгруппа
йохансенита

Йохансенит

ферройохансенит

Джефферсонит

Подгруппа авгита

Авгит

диопсид-авгит

салит-авгит

Ti-авгит

Фассаит

Подгруппа эгирина

Эгирин-авгит

Подгруппа
сподумена

Сподумен*

Группа амфиболов

Магнезиально-
железистые
амфиболы

Антофиллит-
жедритовая
подгруппа
(ромбические)

Антофиллит

Жедрит

Куммингтонит-
грюнеритовая
подгруппа
(моноклинные)

Грюнерит

Кальциевые
амфиболы

Тремолит-актино-
литовая
подгруппа

Тремолит
тремолитовый асбест
нефрит

Актинолит

биссолит

Ферроактинолит

Подгруппа
роговой обманки
Роговая обманка
Базальтическая роговая
обманка

Феррогастингсит
Баркевикит

**Щелочные
амфиболы**

Глаукофан
Рибекит

Группа волластонита

Волластонит
Мп-волластонит
Бустамит
Пектолит
Мп-пектолит

Группа родонита

Родонит

Группа ксонотлита

Ксонотлит

Слоистые силикаты

Группа апофиллита

Апофиллит
Na-апофиллит

**Группа
тальяка-пирофиллита**

Пирофиллит
агальматолит
Тальк
стеатит

Группа мусковита

Парагонит
Мусковит
серицит
фуксит
Фейгит
Роскоэлит

Группа биотита

Флогопит
Биотит
Na-биотит
Лепидомелан
Сидерофиллит
Лепидолит*
Циннвальдит*
Ксантофиллит

Группа гидрослюд

Гидросерицит и гидро-
мусковит
Гидрофенгит
Селадонит
Глауконит
Стильпноомелан
Гидробиотит

Группа монтмориллонита

Монтмориллонит
бейделлит
бентонит
Нонтронит
Zn-нонтронит
Ni-нонтронит

Сапонит
Zn-сапонит

Стивенсит
Cu-стивенсит

Группа вермикулита

Вермикулит

Группа хлорита

Лептохлориты
(окисленные,
 $Fe_2O_3 > 4\%$)

Тюрингит
Шамозит
Делессит
Стриговит
Дафнит

Ортохлориты
(неокисленные
 $Fe_2O_3 < 4\%$)

Брунсвигит
Рипидолит
Клинохлор
Пеннин
Диабантит
Талько-хлорит

Li*, Sr-хлориты

Кукеит
Sr-клинохлор
Sr-пеннин

Группа хлоритоида

Хлоритоид
Маргарит

Группа каолина

Каолин
Диккит
Накрит
Галлуазит
Cu-галлуазит
Метагаллуазит
энделлит
Аллофан
Cu-аллофан
Fe-аллофан
Mn-аллофан
As-аллофан
P-аллофан
Pb, Zn-аллофан
Гизингерит

Группа серпентина

Антигорит
Zn-серпентин
серлофит
Zn-серлофит
Mn-серлофит
непуит
ревденскит
Хризотил
гарньерит
Лизардит
Амезит

Группа палыгорскита

Палыгорскит
пилолит
Mn-палыгорскит
Севиолит
Zn-севиолит
Mn-севиолит

Каркасные силикаты

Группа нефелина

Нефелин

Группа анальцима

Анальцим

Группа полевых шпатов

Плагиоклазы

Альбит
клевеландит
Олигоклаз

Андезин
Лабрадор
Битовнит
Анортит

Калиевые и
калинатровые
полевые шпаты

Ортоклаз
ортоклаз-микропертит

Адуляр

Микроклин

микроклин-микропер-
тит

амазонит

Анортоклаз

анортоклаз-микропер-
тит

Группа бариевых
полевых шпатов

Гиалофан

Цельзиан

Боросиликаты

Данбурит

Группа содалита

Лазурит (?)

Группа дэвина-канкринита

Канкринит

Группа скаполита

Скаполит

Группа гельвина

Гельвин*

Гельвин-даналит*

Группа цеолитов

Натролит

Мезолит

Сколецит

Томсонит

Гейландит

Клиноптилолит

Стильбит (десмин)

Эпистильбит

Филлипсит

Ломонтит

леонгардит

Морденит (?)

Гмелинит

Шабазит

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

Янтарь

Ретинит

Антракосолит

Кир

Асфальт

Оксикерит

Альгарит

Озокерит

* Минералы, встречающиеся в аксессуарных количествах.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

МЕТАЛЛЫ

Железо — α -Fe

В. И. Попов (1952) указал на наличие самородного железа в речных отложениях р. Гавы в виде мелких зазубренных пластинок и зерен стально-серого цвета с металлическим блеском. Он считает, что железо-серого происхождения, генетически связано с порфиритами. Эти же сведения приводятся в справочнике «Минералы» (1960).

Значительно распространено самородное железо в терригенных породах различного возраста в предгорьях Ферганской долины: в верхнемеловых, палеогеновых и антропогеновых (Николаева, Шабанин, Григоренко, Шабанина, 1971; Шабанина, Шабанин, 1969).

Самородное железо, часто в сростках с когенимом, выделяется в терригенных породах в виде мелких шариков, уплотненно сглаженных кристалликов, «оплавленных палочек и сосулук». Железо-когенимовые образования нередко встречаются в виде вростков внутри зерен муассanita.

В свежем изломе шарики серые с желтоватым оттенком и сильным металлическим блеском, ковкие и сильно магнитные. В полированных шлифах самородное железо высокоотражающее, кремовато-белое, изотропное.

По данным спектрального анализа, железо-когенитовые шарики имеют следующий состав: Fe и Si—главные элементы; Al, Mg, V, Ti, Cr, Ni присутствуют в сотых долях процента; Ba, Mn, Mo и Co—в тысячных. Наличие кремния обязано вроскам муассанита.

Рентгеновское изучение шариков подтверждает наличие двух фаз: карбида железа и α -железа.

Описанные взаимоотношения и морфологические особенности муассанита, когенита и самородного железа позволяют рассматривать их как единую парагенетическую ассоциацию.

Коренные породы с самородным железом в Фергане пока не установлены. Возможно, ими являются пикритовые порфириды, развитые среди ультраосновных массивов на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов Южно-Ферганского и сопредельных районов.

Медь — Cu

Самородную медь в Узбекистане отмечают многие исследователи в медистых песчаниках мелового и верхнетретичного возраста. Ничтожные количества меди выявлены в зонах гипергенеза многочисленных рудных месторождений Кураминского хребта.

Физические свойства: цвет красноватый, блеск металлический, но минерал часто покрыт тусклыми пленками, мягкий. Микротвердость 73—107, средняя—92 кг/мм² (Наукат). Ковкий, излом крючковатый.

В наукатской и кальмакырской самородной меди имеется примесь серебра, вероятно, изоморфная с медью, так как в полированных шлифах вроски серебряных минералов не установлены. Приводим результаты пробирных анализов самородной меди (г/т).

| Месторождение | Au | Ag | Автор |
|---------------|--------|---------|---------------------------------|
| Наукат | 0,0(5) | 80,8(5) | Д. А. Сахор |
| Кальмакыр | 0,0(1) | 0,0(1) | С. Т. Бадалов, Касымов, 1961 |

Примечание. В скобках—количество проб.

В генетическом отношении самородная медь представлена эпигенетическими залежами медистых песчаников в осадочных породах и гипергенная в зонах окисления рудных месторождений.

Медистые песчаники мелового и верхнетретичного возраста в Узбекистане широко распространены. Они охватывают территорию северо-западного обрамления Ферганской долины (Наукат,

Варзык, Шакаптар и др.) и юго-западные отроги Гиссарского хребта (Шакарлыкастана, Кугитанг, Тюбегатан, Гаурдак и др.). Наиболее крупное месторождение — Наукат. Оруденение здесь размещается в молассовых отложениях бурой свиты верхнетретичного возраста, вытянутых узкой полосой на протяжении 20 км вдоль берегов р. Сырдарья (Баскаков, 1941, Сатпаева, 1958; Баскакова, 1966; данные Д. А. Сахор и др.).

Самородная медь на этом месторождении слагает конкреции желвакового типа, вкрапленность и прожилки. Преобладают желваки изометричной, лепешкообразной, грубчатой, гроздевидной формы размером от 0,5 до 10 см. Поверхность их неровная — дендритовидная, гроздевидная (рис. 1). Желваки представляют собой песчаник с поровым медным цементом. Они распределяются по напластованию и реже по косым к напластованию трещинам. Вкрапленность — в виде пластинок размером в доли миллиметра, которой обогащены отдельные прослои песчаника мощностью не более 2—5 см на контакте с глинистыми пластами. Медь встречается в гипсовых прожилках в виде хорошо ограниченных дендритовидных сростаний сдвойникованных кристаллов размером 5—6 мм.

В зоне окисления медь неустойчива. Выше уровня грунтовых вод она замещена купритом, теноритом и параатакамитом.

Условия локализации меди и формы выделения свидетельствуют о ее эпигенетическом образовании. Восстановительные условия, необходимые для ее образования, создавались повышенной битуминозностью вмещающих пород. Источником меди, по данным А. В. Королева (1934), являлись месторождения типа меднопорфировых руд в Кураминском хребте, значительная часть которых была к тому времени эродирована.

Самородная медь в зонах гипергенеза рудных месторождений в заметных количествах установлена в окисленных рудах широко известного медного месторождения Кальмакыр в Алмалыке. Минерал образует в окисленных рудах редкие дендриты размером 1—5 см и проволокоподобные агрегаты, а чаще точечные рассеянные включения в куприте.

Единичные находки самородной меди обнаружены во многих месторождениях Кураминского хребта — Кургашикане, Наугарзансае, Актепе, Гудасе, Чадаке, Восточно-Карамазарских полиметаллических месторождениях, Адрасмане, Табошаре, Алтынтопкане, Канджоле (Голубкова, 1932; Наследов, 1935; Баталов, 1941; Голованов, 1965; данные М. И. Моисеевой). В Угамском хребте на месторождении Лачинхана медь, по Э. А. Дунин-Барковской, выделяется в виде мелких листочков, пластиночек, дендритовидных сростков размером от долей миллиметра до 1 см.

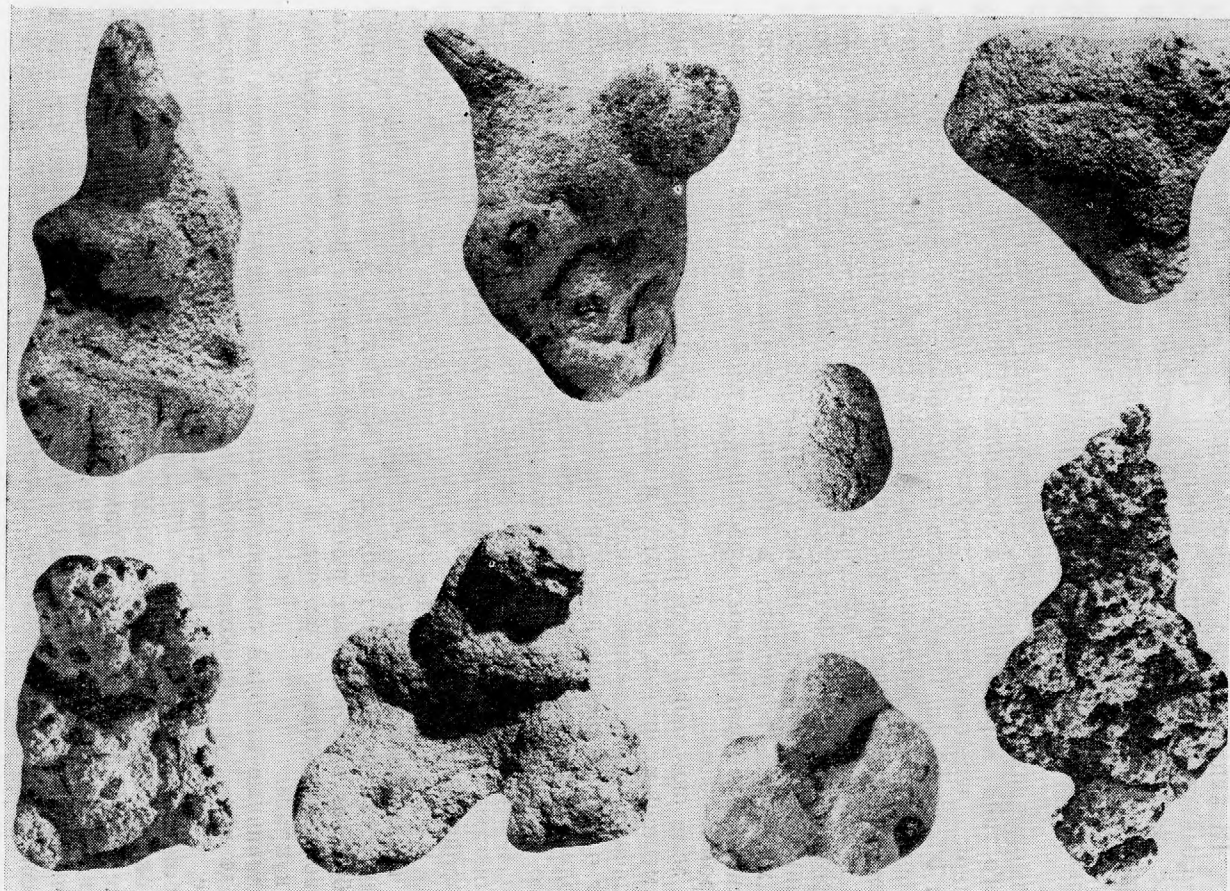


Рис. 1. Желваки самородной меди из Наукага. Натуральная величина (по Д. А. Сахор).

Медь образовалась в зоне окисления при взаимодействии сульфата окиси железа и куприта. Она тесно ассоциирует с купритом, лимонитом, а в зоне вторичного сульфидного обогащения — с халькозином.

Серебро — Ag

Самородное серебро довольно широко распространено во многих рудных месторождениях Кураминского хребта. Основная масса его была выработана в древние времена из окисленных руд. Наблюдается оно лишь в редких образцах в отвалах древних вырабо-

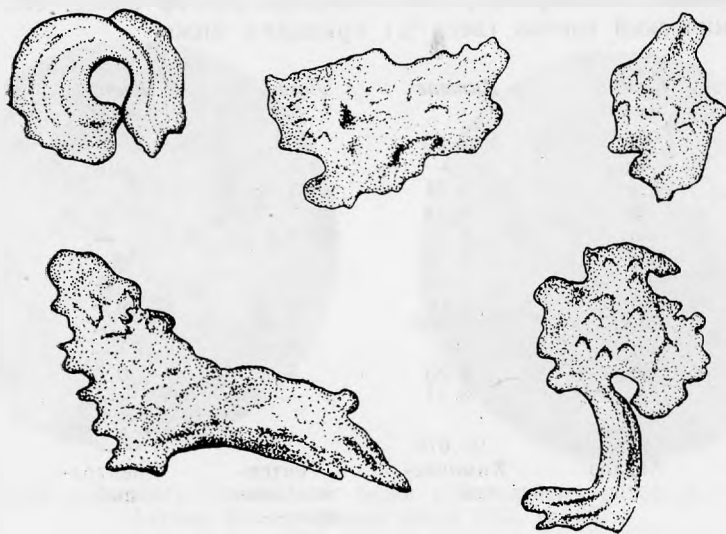


Рис. 2. Формы самородков серебра из Актепе, Кураминский хребет.

ток и в их целиках. Наиболее крупные скопления серебра сохранились до наших дней на двух месторождениях — Zn-Ag Лашкерек и Ni-Co-Ag Актепе.

Отрывочные минералогические сведения о серебре содержатся во многих источниках, но наиболее полные данные приведены в работах Р. Л. Дунин-Барковского (1959) по Лашкереку, М. И. Моисеевой (1969) по Чадаку и Д. А. Сахор по Актепе.

Серебро образует дендриты, комочки, пластиночки, проволоочки, волосовидные нити и изометричные зерна с ямчатой поверхностью (рис. 2).

Физические свойства его обычные. Цвет кремово- и розовато-белый, блеск сильный, металлический. На поверхности минерал темнеет и покрывается темной пленкой. Серебро хорошо куется, растягиваясь в тончайшие пластиночки. Излом крючковатый, черта блестящая, серебряно-белая.

Микротвердость 46,4—80,9, а в среднем из 55 замеров 68,1 (Актепе), 48,9 (Лашкерек) и 58,6—59,3 $кг/мм^2$ (Алмалык). Удельный вес 10,31 (Актепе).

В полированных шлифах минерал яркий, кремовато-белого цвета, отражательная способность 94—96% (Рузматов, 1961), на воздухе быстро тускнеет. Изотропен, относительный рельеф выше, чем у галенита. Химический состав (вес. %) приводим ниже:

| <i>Компонент</i> | <i>Актепе</i> | <i>Лашкерек</i> | <i>Канджол</i> |
|------------------|---------------|---------------------------|-----------------|
| Ag | 92,80 | — | — |
| Au | — | 0,0—0,1 | 0,0 |
| Cu | 0,31 | 1—2 | — |
| Pb | 0,74 | 1—2 | 1,0 |
| Zn | 0,07 | 0,0 | — |
| Hg | 0,03 | — | — |
| As | 1,00 | — | — |
| Sb | 0,08 | 1—2 | 0,5 |
| Mo | 0,006 | 0,00 | — |
| Sn | — | 0,00 | — |
| Fe | 0,83 | — | 0,5 |
| Нер. ост. | 3,81 | — | — |
| Сумма | 99,676 | — | — |
| Анализ | Химический | Рентгено-спектральный | Спектральный |
| Аналитик | Т. Т. Мухова | И. П. Тибукин | — |
| Автор | Д. А. Сахор | Дунин-Барковский, 1959 | Турлычкин, 1967 |

Химическими и спектральными анализами в серебре выявлено много примесей, состав которых отражает характер исходных руд. Из них к числу постоянных относится Cu, наиболее высокое содержание которой приурочено к серебру из Лашкерек. Примесь Au характерна для чадакского и лашкерекского серебра, но встречается в единичных пробах актепинского. Интересно наличие примеси Hg. Sb и отчасти As присутствуют за счет вростков дискразита (Актепе). Повышенные

количества As, Sb, Bi, Ni, Co, Fe характерны для серебра из Актепинского месторождения.

В рудных месторождениях Кураминского хребта известно гипогенное и гипергенное серебро.

Первое наиболее четко проявилось в Актепе, где оно парагенетически ассоциирует с диарсенидами никеля, кобальта и анкеритом. Оно слагает дендриты, каемки, чешуйки и тонкие вкрапленники. Размер выделений серебра 0,002—5 мм.

Взаимоотношения серебра с сопровождающими минералами следующие: серебро корродируется и окружается каемками раммельсбер-

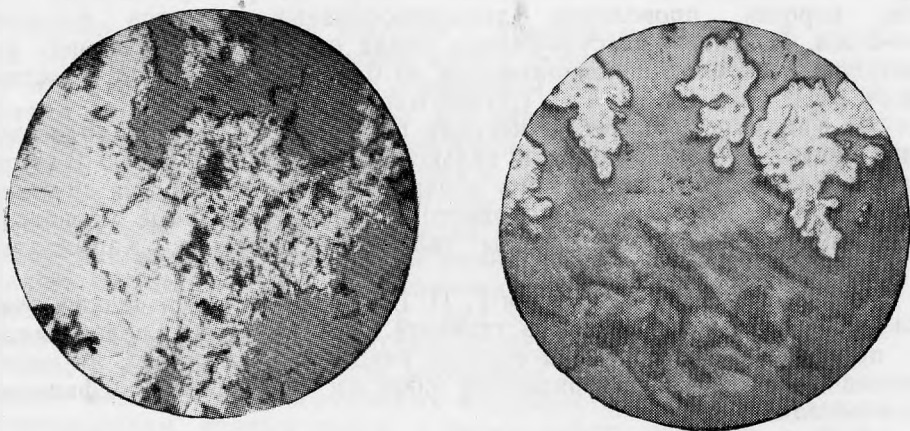


Рис. 3. Каемки лёллингита оторачивают зерна самородного серебра. Месторождение Актепе. Полированный шлиф 2733, ув. 90.

Рис. 4. Почковидные агрегаты серебра и раммельсбергита. Месторождение Актепе. Полированный шлиф, ув. 40.

гита (рис. 3, 4) и лёллингита, образует тончайшую вкрапленность на месте выщелоченных рудных минералов. В самом серебре имеются вроски дискразита. На этом же месторождении представлено гипергенное серебро, образовавшееся в результате разложения аргента и серебряных сульфоселей.

В Восточно-Карамазарских полиметаллических месторождениях большая часть самородного серебра находится в окисленных рудах, но оно известно и в сульфидах, не затронутых вторичными процессами. В Канджоле, по данным В. М. Турлычкина, гипергенное серебро выделяется в виде пленок, чешуек, моховидных выделений на полуокисленных серебряных минералах совместно с церусситом, керарги-

ритом, аргентитом, лимонитом, в обохренных пустотах выщелачивания и на кристаллах церуссита—в виде закрученных нитевидных и проволочных скоплений (0,2—1,5 см).

Чешуйки первичного серебра развиваются по спайности галенита, закрученные проволочки встречаются в кварцевых друзочках. Проволочки иногда пронизывают кварцевые кристаллы так, что кончики на 0,5 мм выступают над гранями. Длина проволочек 2—5 мм, сечение 0,5—1 мм. В поздних карбонатных прожилках серебро образует крупные выделения размером до 1 см ветвистой формы или корочки толщиной в доли миллиметра.

В Лашкереке в зоне окисления серебро присутствует в виде налетов, корочек, проволочек, дендритосбразных сростков размером 1—2 мм. В первичных сульфидных рудах оно выделяется в виде изометричных вкрапленников размером до 0,0 п мм, прожилков, пластинок и гнезд размером до 1 см (Дунин-Барковский, 1959).

В Канмансуре серебро местами образует густую сеть волосовидных дендритовидных жилок в халькозине (Арбузова, 1957). В пустотах выщелачивания по галениту в охристой массе находятся спутанно-проволочные выделения самородного серебра. Отдельные проволочки вырастают в лучистые агрегаты галенита (Королева, Кормилицын, Котенева, 1969).

В Чукурджилге, по данным Г. И. Ионис, отмечаются редкие, очень мелкие включения серебра в галените. В Замбараке волосовидные и проволочные образования серебра находятся в пустотах, а мелкие каплевидные выделения размером 0,009 мм— в галените, сфалерите, сульфосолях серебра.

В Тарыэкане в пустотах выщелачивания по халькопириту в кварце обнаружена проволока самородного серебра (Соловьев, 1933).

В Алмалыке изометричные зерна серебра размером 0,01—0,04 мм встречены в галените и редкие просечки—в сфалерите (Рузматов, 1961).

В Кансае серебро образует мелкие каплевидные включения в галените размером до 0,05 мм (Дуброва, Титов, 1965).

В Айгырбулаке, по данным М. Р. Еникеева, отмечаются тонкие пластинки и листочки серебра среди продуктов окисления блеклой руды в баритовых жилах.

В Северной рудной зоне Алтынтопкана отмечаются мелкие включения серебра (0,12 мм) в галените и в жильном кальците (Сквалецкая, 1957).

На золотом месторождении Пирмираб (Чадакское рудное поле) серебро выделяется в виде пластинок, тончайших проволочек и дендритов. Размер выделений 0,1—2 мм (Моисеева, 1969). По времени выделения гипогенное серебро относится к числу самых поздних минералов. Оно отложилось, когда гидротермальные растворы уже были

истощены серой. В Актепе серебро парагенетически связано с диарсенидами Ni и Co и самородными элементами.

Серебро гипергенное ассоциирует с окисленными и полуокисленными сульфидами и образовалось за счет разложения сульфосолей и частью электрума (Чадак).

Золото — Au

Электрум — (Au, Ag)

Кюстелит — (Ag, Au)

Золото в Узбекистане известно с древнейших времен. В средние века (X—XI вв.) в Кураминском хребте бурно развивалась горнорудная промышленность. Наряду с серебром, медью, полиметаллами и железом добывалось и золото, о чем свидетельствуют древние выработки на многих золоторудных месторождениях. К этому же периоду относятся указания на добычу золота в ряде районов Западного Узбекистана (Хамрабаев, Брагин, 1969). По мнению Н. П. Петрова (1940), многочисленные древние выработки в Кызылкумах были не на бирюзу, как отмечали ранее, а на золото. В шестидесятые годы определились масштабы золотого оруденения в Мурунтау, а в Чаткало-Кураминском регионе был выявлен ряд золоторудных месторождений нового для района генетического типа (субвулканического).

Золото в минералогическом отношении изучено довольно хорошо. Имеется много работ, посвященных его характеристике по отдельным месторождениям, рудным полям, а также работы сводного и теоретического характера.

Сведения о единичных находках самородного золота в различных месторождениях Кураминского хребта дают многие исследователи. В последующие годы в связи с геолого-разведочными работами была изучена минералогия главнейших золоторудных месторождений региона, а именно Алмалыкской группы (Касымов, 1959; Бадалов, Касымов, 1961; Рузматов, 1961; Бадалов, 1965, 1969; Бадалова, Мещанинова, 1966; Ачкасова, Бадалова, Бадалов, Палей, 1969; Глинский, 1970; Мещанинова, Мещанинов, 1970), Чадака (Моиссева, 1963, 1969), Кочбулака (Маркова, 1969; Королева, Маркова, 1969), Кызылалмасая (Сулейманов, Белоplotова, 1969), Бургунцы (Королева и др. 1966, Королева, 1969); Школьное (Шевкаленко, 1970). Единичные находки золота отмечали также в Западном Узбекистане: зоолог Зарубин в 1914 г. в горах Тахтатау (Евфименко, 1938), Н. П. Петров (1940) в Бесапане и Алтынтау, Б. Л. Баскин, В. С. Мясников, В. П. Флоренский (1936) в Нурагинских горах. В течение последних 10 лет золото было



охарактеризовано из Мурунтау (Бадалова, 1962; Нестерова, Чеботарев, 1969; Заремба, 1968; Юдин, 1971), Кокватаса (Маркова и др. 1969; Гаврилов, 1968), Нуратинских, Тамдынских и Зирабулак-Зиаэтинских гор (Бадалова, 1962; 1964; Чеботарева, 1966; Баймухамедов и др., 1969).

Данные о золоте в Южном Узбекистане содержатся в работах Ю. В. Михайловой (1970), П. В. Панкратьева и Ю. В. Михайловой (1971).

Сведения о гипергенном золоте имеются в работах Р. П. Бадаловой (1964, 1966), А. К. Касимова (1969) и др.

Золото россыпей описано в работах К. Л. Бабаева (1947); Л. З. Палея (1964); К. Л. Бабаева, Л. З. Палея, Г. С. Попенко (1970); В. Ф. Гуреева, Е. А. Зверева (1969); Н. И. Гридиева (1961); В. Н. Новикова (1968) и др.

Сравнительная минералого-геохимическая характеристика золота главнейших гипогенных месторождений Узбекистана освещена в сводной работе Р. П. Бадаловой, Э. А. Марковой, М. И. Моисеевой (1969). Имеются специальные работы, касающиеся пробности золота, роли вмещающих пород в формировании золотых месторождений, распределения золота в различных сульфидах, поведения его в зоне окисления, особенностей внутренней структуры золота, его микротвердости (Бадалова, Бадалов, 1964, 1967; Бадалов, 1966; Касымов, 1969; Бадалова, Николаева, 1970; Бадалова, Николаева и др., 1970; Попенко, 1970; Бадалова, Николаева, Толкачева, 1968).

Золото постоянно содержит в своем составе серебро, которое его замещает, образуя непрерывные ряды от золота к электруму через золотистое серебро (кюстелит) к серебру. В минералогии условно принято относить к собственно золоту разности, содержащие < 25% серебра, к электруму — разности, содержащие 25—50% серебра и к кюстелиту, имеющие в своем составе > 50% серебра (Минералы, т. 1, 1960; Дэна и др., 1950).

Золото образует тонкую вкрапленность размером от нескольких микрон до нескольких миллиметров. Форма золотинок крайне разнообразная — комковатая, пластинчатая, дендритовидная, амебовидная, каплевидная, проволоочная. Редкие кристаллы октаэдрического облика обнаружены в Мурунтау, Актурпаке, Кочбулаке; в Мурунтау встречаются и ромбододекаэдрические формы (рис. 5, 6).

Разнообразие форм золотинок связано с особенностями их отложения. Пластинчатые и жилковидно-пластинчатые золотишки приуро-

Рис. 5. Формы золотинок из месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана
1—7—из Мурунтау, 8—9—из Высоковольного, 10—14—из Каракутана, 15—16—из Тамдыбулака, 20—27—из
Южного Бесаяна. Ув. 50—80.

чиваются к границам зерен и трещинам; изометричные, каплевидные, амёбовидные, комковидные образуют вкрапленники в сульфидах, теллуридах, жильных минералах, размещаются в межзерновых пространствах и зонах трещиноватости в них; проволоочные золотишки и дендриты чаще всего располагаются в пустотах и по трещинам жильных минералов (табл. 1). Намечается определенная связь внутренней микроструктуры золота с особенностями его образования (Бадалова, Николаева, Попенко, Шер, 1970; Бадалова, Николаева, 1970).

В месторождениях, сформировавшихся на больших глубинах, преобладает панидиоморфнозернистая и монокристаллическая микроструктура высокопробного золота (Мурунтау, Чармитан). Золотины панидиоморфнозернистой структуры сложены равномерным или разнотельным агрегатом. Форма зерен неправильная, реже полигональная или близкая к изометричной. Границы между зернами извилистые, изогнутые, реже прямые. Наблюдаются простые, изредка полисинтетические двойники.

Низкопробное золото в субвулканических месторождениях (электрум) часто имеет зональную и нечетко-зональную микроструктуру (Пирмираб, Кочбулак, Южный Бесепан, частью Каракутан). Зональность проявляется в концентрическом расположении зон разной пробности. В не-

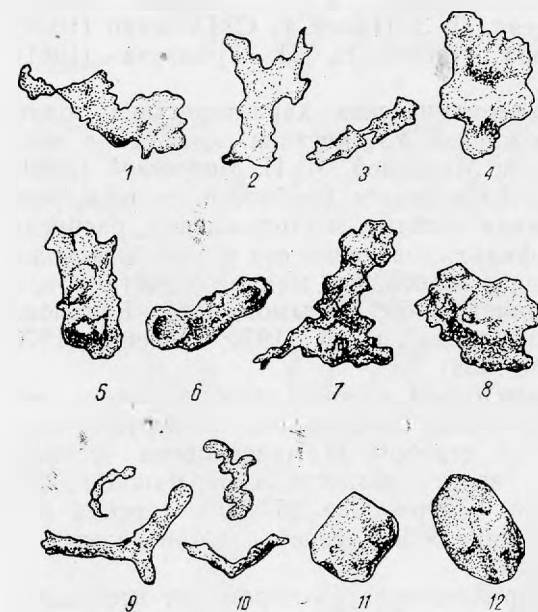


Рис. 6. Формы зерен электрума из Чадака. 1-8 - комковатые, 9-10 - проволоочные, 11-12 - изометричные. Ув. 100.

которых месторождениях четко неоднородность золотин: в промежутках между зернами высокопробного золота располагается золото более низкопробное зональной структуры, местами образующее четко ограниченные прожилки с раздувами, не выходящие за пределы отдельных золотинок (Акча, Кочбулак).

Гипергенное золото представлено тончайшими пленками, коллоидными образованиями, иногда негативно повторяющими строение

колломорфных масс бурых железняков, дендритами и мелкими кристаллами в виде октаэдров, двойников, кубооктаэдров (Бадалова, 1964; Касымов, 1969).

Золото в зонах окисления претерпевает заметные изменения: обычно из приповерхностного слоя золотинок часть серебра выщелачивается, происходит перекристаллизация и образование каемки мелкозернистого агрегата высокопробных зерен. Часто на поверхности первичных золотинок развито вторичное высокопробное золото в форме пленок, комочков, тонких губок, дендритов и высокопробные межзерновые прожилки (Бадалова, Николаева и др., 1970).

Золото из россыпей — разной степени окатанности в зависимости от расстояния от коренных источников. Встречены (рис. 7) дендритовидные, провололочные, комковатые, пластинчатые, лепешковидные, яйцевидные, шаровидные, крючковатые, шлаковидные, веретенообразные формы золотинок (Палей, 1964; Попенко, 1970). Золото в россыпях Западного Узбекистана мелкое, среднее и крупное. Самородки весом от 1 до 10—20 г встречаются часто, также нередко самородки весом от 50—80 до 180 г. Самый крупный самородок весом около 0,5 кг найден в долине р. Акчака в Нуратинском хребте (Бабаев, 1947).

В россыпях Тамдынских гор (Западный Узбекистан) концентрируется более крупное золото, чем в их коренных источниках. Пылевидное золото и часть весьма мелкого выносятся и рассеиваются на больших площадях (Попенко, 1970).

Микроструктура золота из россыпей сохраняет особенности структуры коренного. Местами оно имеет высокопробную оболочку толщиной от 0,003 до 0,02 мм зернистой микроструктуры. Внутри высокопробной оболочки наблюдаются межкристаллитные прожилки, не выходящие за ее пределы. Субмикроструктура высокопробной оболочки и межкристаллитных прожилков листовато-полосчатая и листо-

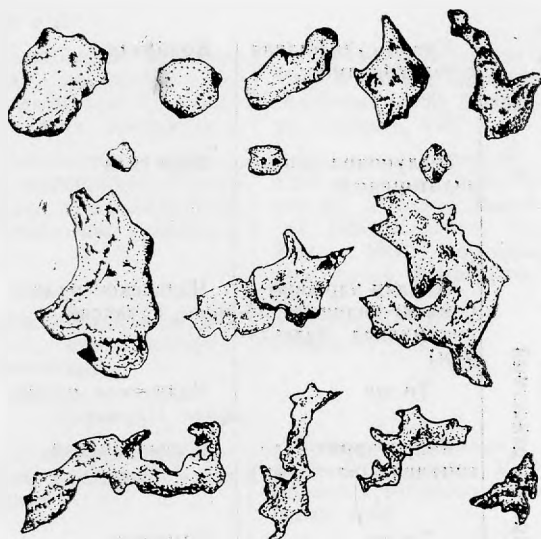


Рис. 7. Форма золотинок из россыпи Приозерное. Ув. 40 (Бабаев, Палей, 1970).

Пробность, размерность и формы выделений золота

| Глубинный уровень | Рудная формация | Месторождение и рудопроявление | Пробность | | | Пределы колебаний размеров зерен золота, мм от — до | |
|-------------------|--|---------------------------------|------------|---------|---------|--|--|
| | | | число проб | от — до | средняя | | |
| Приповерхностный | Кварц-сульфидная с теллуридами | Кочбулак | 3 | 849—885 | 864 | Подавляющая пылевидной | |
| | | | 11 | 656—893 | 809 | | |
| | Теллуридно-пиритозолоторудная | Бургунда | 5 | 871—900 | 885 | 0,001—0,7 | |
| | Адуляр-карбонат-гематит-кварцево-золоторудная (электрум) | Чадакское рудное поле, Гузаксай | 12 | 500—720 | 607 | 0,05—1,0 | |
| | То же | Чадакское рудное поле, Пирмираб | 16 | 492—655 | 561 | 0,05—2,0 | |
| | Кварц-пирит-золоторудная (электрум) | Кызылалмасай | 11 | 523—838 | 682 | 0,05—1,0 | |
| | То же | Самарчук Каульды | 2 | 716—743 | 730 | | |
| | | | 6 | 700—851 | 764 | | |
| | | | Бичанзор | 1 | 701 | | |
| | | | | 11 | 570—823 | 744 | |
| | Кварц-пирит-халькопирит-золоторудная | Кальмакыр | 3 | 819—900 | 852 | 0,05—1,0 | |
| | То же | Актурпак | 19 | 806—966 | 900 | 0,05—1,0 | |

К у р а м и н с к и й и

Таблица I

в месторождениях и рудопроявлениях Узбекистана

| % от количества знаков | | | | | Форма вкрапленников золота | Автор |
|-------------------------------------|---------------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|--|--|
| I пылевидное (до 0,05 м.м) | II весьма мелкое (0,05-0,2 м.м) | III мелкое (0,2-1,0 м.м) | IV среднее (1,0-2,0 м.м) | V крупное (2,0-3,0 м.м) | | |
| Ч а т к а л ь с к и й х р е б т ы | | | | | | |
| часть золота представлена разностью | | | | | | |
| 22,5 | 70,7 | 7,5 | | | Комковатая, пластинчатая, дендриты, идиоморфные кристаллы, каплевидная, проволочная | Маркова, Королева 1966; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969; Бадалова, Бадалов, 1967 |
| 99,05 | 0,42 | 0,53 | | | Комковатая, каплевидная, жилковидно-пластинчатая, дендритовидная, проволочная, амёбовидная | Королева, Маркова, 1966; Королева, 1969; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969; Бадалов, Бадалова, 1967; Королева Тимофеева, Романенко, 1971 |
| 98,30 | 0,98 | 0,62 | 0,10 | | Комковатая, пластинчатая, изометричная, проволочная | Моисеева, 1966; Моисеева, 1969. |
| | | | | | То же | |
| 28 | 65,9 | 6,0 | | | Комковатая, пластинчатая, дендриты, каплевидная | Бадалова, Бадалов, 1967; Сулейманов, 1969; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969 |
| | | | | | | Бадалов, Бадалова; 1969; |
| | | | | | | Заморина, Мещанинов, 1970; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969; Бадалов, 1969 |
| 22,2 | 37,7 | 40,1 | | | Дендритовидные, пластинчатые, комковатые с бугорчатой поверхностью | Мещанинова, Бадалова, 1969; Бадалов, Бадалова, 1967; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969; Мещанинова, Мещанинов, 1970 |
| | | | | | Комковатая, пластинчатая, дендриты, каплевидная | Бадалов, Бадалова, 1967; Бадалов, 1969; Бадалова, Бадалов, 1967; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969. |
| 23,7 | 60,2 | 16,1 | | | То же | Заморина и др., 1967; Бадалов, 1969; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969 |

| Глубинный уровень | Рудная формация | Месторождение и рудопроявление | Пробность | | | Пределы колебаний размеров зерен золота, мм | |
|-------------------|--|--------------------------------|------------|---------|---------|---|------------|
| | | | число проб | от — до | средняя | | |
| Переходный | . | Сартабуткан | 2 | 750—800 | 775 | — | |
| | . | Восточная жила | 1 | 890 | — | | |
| | . | Балыкты | 2 | 875—972 | 923 | | |
| | . | Гава | 1 | 924 | — | | От 0,01 |
| | . | Канджол | 2 | 650—700 | — | | От десятых |
| Гипабиссальный | Кварц-пирит-арсенио пирит-золоторудная | Мурунтау | 107 | 538—987 | 880 | Западный | |
| | | | 53 | 737—953 | 889 | | |
| | То же | Кокпатас | 17 | 833—992 | 928 | | 0,001—0,4 |
| | . | Каракутан | 5 | 634—871 | 767 | | 0,05—2,0 |
| | . | Чармитан | 3 | 680—826 | 758 | | |
| | Кварц-пиритовая | Высоковольтное | | 630—815 | 734 | | |
| | Кварц-пирит-арсенио пирит-золоторудная | Тамдыбулак | 12 | 739—869 | 815 | | 0,05—3,0 |
| | То же | Кансай | 3 | 540—836 | 718 | | |
| | . | Синтаб | 1 | 795 | | | |

ваго-чешуйчатая. Для нее характерны простые и полисинтетические двойники (Попенко, 1970).

Цвет электрума золотисто-желтый, разных оттенков, золота — ярко-желтый, красновато-желтый, иногда с зеленоватым оттенком. Даже незначительное изменение в пробности заметно сказывается на оттенке желтого цвета золота. Чем выше пробность, тем оно желтее. Блеск сильно металлический.

| % от количества знаков | | | | | Форма вкрапленников золота | Автор |
|---------------------------------|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|---|---|
| I пылевидное (до 0,05 мм) | II весьма мелкое (0,06—0,2 мм) | III мелкое (0,2—1,0 мм) | IV среднее (1,0—2,0 мм) | V крупное (2,0—3 мм) | | |
| Преобладает тонкодисперсное | | | | | — | Касымов, 1959; Бадалов, Бадалова, 1957; Бадалов, 1969; Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969; Бадалов, 1969 |
| — | — | — | — | — | | |
| — | — | — | — | — | | |
| до 0,6 мм | | | | | Комковатая, изометричные зерна, проводочная и пластинчатая | Бадалов, Бадалова 1967 Р. И. Чернова (материалы) |
| долей до 1—2 мм | | | | | | |
| Узбекистан | | | | | | |
| 41,5 | 50,4 | 7,1 | 0,00 | | Комковатая, пластинчатая, дендриты, кристаллы, каплевидная | Бадалова, Нестерова, Сибиряков, 1968; Нестерова, Чеботарев, 1969; Бадалова, 1962, |
| Преобладает пылевидная разность | | | | | | |
| 25,7 | 67,3 | 6,9 | 0,1 | | Каплевидная, ксеноморфная, пластинчатая Комковатые, пластинчатые, дендриты | Маркова и др., 1969 Чеботарева, 1966 |
| | | | | | | |
| 5,2 | 51,6 | 36,7 | 5,8 | 0,5 | | Бадалова, Бадалов, 1967 |

Электрум с пробностью 500—750 имеет микротвердость 90—105 кг/мм². Микротвердость золота с пробностью от 750 до 950 колеблется от 51—63 до 123—137 кг/мм². Самое высокопробное золото 950—1000 (обычно гипергенное) имеет самую низкую микротвердость 41—68 кг/мм² (Бадалова, Николаева, Толкачева, 1968 и др.). Удельный вес одного из образцов электрума из Чадака 15,56 (Моисеева, 1963).

Состав золота изучался пробирным анализом, методом пробирных игл и спектральным (табл. 1). По содержанию серебра состав золота колеблется от кюстелита ($\text{Au}_{492}\text{Ag}_{508}$) до электрума ($\text{Au}_{500}\text{Ag}_{500}$ — $\text{Au}_{750}\text{Ag}_{250}$) и самородного золота ($\text{Au}_{923}\text{Ag}_{077}$).

В месторождениях глубинного и переходного уровней, а также субвулканических (обогащенных теллуридами) золото имеет высокую пробность — от 775 до 923. Пробность золота в субвулканических месторождениях находится в пределах 492—750; здесь оно представлено электрумом и в подчиненном количестве кюстелитом. Наиболее низкая пробность золота характерна для Чадака и месторождения Школьное. Самое высокопробное золото в Мурунтау.

Пробность зависит от многих факторов: от общей сульфидности руд, температуры, давления и характера растворов. Пробность золота — в среднем характерная величина для отдельных месторождений, но испытывающая обычно некоторые колебания (на 27—315 единиц). Пробность также не всегда постоянна в пределах отдельных зерен, что связано с особенностями его микроструктуры. В Мурунтау и Чадаке пробность золота на разных уровнях колеблется в одинаковых пределах (Нестерова, Чебогарев, 1969; Моисеева, 1969) за исключением некоторого обогащения на поверхности в зоне окисления. В Чадаке пробность золота, заключенного в сульфидах и кварце, одинакова.

Пробность гипергенного золота, как правило, высокая, изменяющаяся от 870 до 1000 (по данным Р. П. Бадаловой и А. К. Касымова). Золото из россыпей Нуратинских гор высокопробное — 850—909 (Палей, 1964), а в Центральных Кызылкумах отвечает пробности первичного золота (Попенко, 1970).

По данным спектральных анализов в составе золота из различных месторождений кроме постоянной примеси Ag выявлены еще в ничтожных количествах (0,00п—0,0п%) Hg, Bi, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Te.

Большая часть примесей связана с вростками сульфидов и теллуридов, а Cu, Bi, Hg, возможно, входят в качестве изоморфной примеси.

Золото образует тонкую вкрапленность и волосовидные просечки в кварце и других жильных минералах и сульфидах.

Размеры выделений золота в месторождениях разных рудных формаций неодинаковы. В приповерхностных преобладает пылевидное и весьма мелкое золото; в месторождениях переходных глубин отмечаются колебания от пылевидного (<0,05 мм) и весьма мелкого (0,05—0,2 мм) до мелкого (0,2—1,0 мм). В гипабиссальных месторождениях Западного Узбекистана преимущественно мелкое и весьма мелкое золото. Размеры золота в приповерхностных месторождениях неблагоприятны для накопления в россыпях.

К числу главных сульфидов, сопровождающих золото, относятся: арсенопирит, пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сфалерит, а в некоторых месторождениях (Кочбулак, Бургунда) значительную роль играют теллуриды.

Отмечается некоторая избирательность в распределении сульфидов в различных типах золоторудных месторождений. Арсенопирит и пирит всегда сопровождают золото в гипабиссальных месторождениях Западного Узбекистана, халькопирит и пирит — в медно-молибденово-золотых (Алмалык), пирит — в Чадаке, блеклая руда и теллуриды — в Кочбулаке и Бургунде. Золото в сульфидах образует вросстки, просечки, выполняет промежутки между зернами. Оно в различной степени замещает все сульфиды и теллуриды. Из сопровождающих жильных минералов основная масса золота отлагается в ведущем жильном кварце, затем в сериците и в подчиненном количестве в других минералах — адуляре, карбонатах, хлорите, барите, флюорите. В Узбекистане золото связано с несколькими генетическими типами: золото в гидротермальных месторождениях, образовавшихся на разных глубинах: приповерхностных, переходных (Кураминский хр.), гипабиссальных (Западный Узбекистан); золото гипергенное, образовавшееся в зоне окисления золоторудных месторождений; золото россыпей — в современных и мезозойских отложениях.

Золото в Чаткало-Кураминских горах распространено широко. Помимо собственно золотых месторождений оно в рассеянном состоянии присутствует в самых различных месторождениях — скарново-магнетитовых, скарново-полиметаллических, гидротермальных жильных, что свидетельствует о зараженности золотом растворов на всех этапах рудного процесса. Более значительное обогащение золотом наблюдается в медно-висмутовых месторождениях. В субвулканических оно отложилось в одну стадию минерализации, а в более глубинных — в две в связи с медно-молибденовым оруденением и наложенным более молодым. Среди субвулканических месторождений известны следующие формации: кварц-полисульфидная с теллуридами (Кочбулак), теллуридо-пирит-золоторудная (Бургунда), адуляр-карбонат-гематит-кварц-электрумная (Чадак), кварц-пирит-электрумная (Кызылалмасай); переходные месторождения относятся к кварц-пирит-золоторудной формации (Кальмакыр, Актурпак, Сартабуткан и др.).

Для Западного Узбекистана характерны гипабиссальные месторождения жильного и штокверкового типов. Среди них преобладают кварц-арсенопирит-пирит-золоторудные формации, в подчиненном значении — кварц-пирит-золоторудные.

Свинец — Pb

Самородный свинец относится к числу редких минералов. Он отмечен Р. Л. Дунин-Барковским (1959) в Лашкереке (Кураминский хребет), В. П. Борискиным (1968, 1970) на алунитовых месторождениях Аксаката и Шавас (Чаткальские горы).

Свинец в Аксакате и Шавасе образует тонкие пластинки, сфероидики и изогнутые проволочки размером 0,2—0,8 мм. Минерал мягкий и ковкий, режется ножом. Цвет свинцово-серый с землистым белым налетом, черта серая, блеск металлический. В полированных шлифах в отраженном свете серебряно-белый, быстро тускнеющий. Изотропен.

Спектральным анализом выявлены примеси Sn, Cu, Zn, обычные для этого минерала. Рентгенограмма отвечает эталону, на ней зафиксированы ведущие линии (8—2,490; 9—1,754; 10—1,495; 10—1,137; 9—1,010).

В Аксакате и Шавасе свинец приурочен к пропицитизированным разностям андезитовых порфиров акчинской эффузивной свиты, в которых выделяется в виде редкой пылевидной вкрапленности. В Лашкереке округлые зерна и пластиночки свинца находятся в измененных дайках диабазового порфирита и фельзитовых порфирах.

Платина — Pt

Палладистая платина (Pt, Pd). Первая находка платины на территории Узбекистана сделана промышленником А. Андреевым в 1912 г. Самородная платина была им выделена из шлиха, взятого по Бельдырсаю (Чаткальский хребет, северный склон). В 1943 г. старатели выделили платину и осмистый иридий из русловых отложений южного склона Чаткальского хребта. В 1946 г. П. Коновалов встретил самородную платину в ассоциации с киноварью и золотом в делювии Кассансая. И. Х. Хамрабаев и др. (1962) обнаружили два зерна минерала в тяжелой фракции протолочной пробы из ультрабазитов Тамдынского горного массива (Центральные Кызылкумы). К. М. Кромская, В. В. Баранов (1964) установили платиноиды в горах Кульджуктау в неизмененных и графитизированных габбро в ассоциации с пирротинном и другими сульфидами, а также в горах Султануиздага.

Из сопредельных районов следует отметить находки платиноидов в КиргССР, близ границы с Узбекистаном. Так, в 1965 г. на месторождении Курутегерек (Сандалашский хребет) впервые для Средней Азии найдены поликсен и порпечит (А. С. Уклонский, З. М. Протодьяконова, Т. С. Тимофеева). Позднее Т. С. Тимофеевой (1968, 1971) здесь же описаны самородная платина, купроплатина, куперит, нигглиит, сперрилит, аллопалладий, потарит и палладит.

Зерна самородной платины из россыпей достигают 2 мм. В рудах Курутегерека платина дает тонкие каемки и каплевидные включения в куперите, прерывистые прожилочки по зонам роста кварца и колломорфные образования в натечном гетите и лепидокроките.

Самородная платина белая, чуть сероватая, с металлическим блеском, окатанные разности тусклые. Микротвердость 114—163, в среднем 143 кг/мм². Минерал довольно мягкий и ковкий, отдельные зерна слабо магнитны.

Пробирно-спектральным методом (аналитики Л. Толкачева и Е. Холопова) установлен следующий состав окатанной платины из делювия Чаткальского хребта: Pt > 56,48%, Pd ~ 8,57%, Au — 1,47%.

В отраженном свете платина белая с кремоватым оттенком, отмечается значительная дисперсия отражательной способности $R = 57,7—68\%$. Изотропна, просветлена, полируется с единичными штрихами. Рентгенограмма платины близка к эталону. Главные линии следующие: 2,27 (9), 1,956 (8), 1,384 (8), 1,180 (10), 0,898 (7), 0,875 (7).

Предположительно палладистая платина обнаружена И. Х. Хамрабаевым и др. (1962) в горах Тамдытау в одной из протолочных проб (2 зерна). Зерна изометричной формы, поверхность слабо губчатая. Цвет серебристый с сильным металлическим блеском, твердость 2—3. Весьма ковкая и легко продавливается стальной иглой, кислоты и царская водка на нее не действуют. Описываемый минерал образует единичные вкрапленники среди хлоритовых шлиров и сегрегаций в ультрабазитах.

Иридий платинистый — Ir, Pt

Минерал обнаружен Т. С. Тимофеевой в шлихе из делювиальных отложений южного склона Чаткальского хребта (шлих хранился в ми-

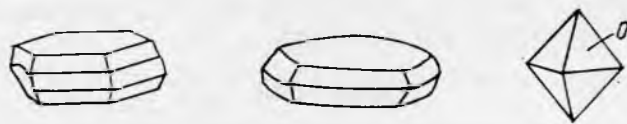


Рис. 8. Формы кристаллов платиноидов из Чаткала.

1—2—таблитчатые кристаллы осмистого иридия со следами окатанности,
3—октаэдрические кристаллы платинистого иридия.

нералогическом музее ТашПИ) в виде октаэдрического кристаллика размером 1 мм (рис. 8). Цвет минерала кремовато-серый, блеск тусклый, металлический, твердость порядка 6. Удельный вес 18,2. Кислоты на минерал не действуют.

Иридий осмистый — Ir, Os

Минерал установила Т. С. Тимофеева в шлихе с южного склона Чаткальского хребта из делювиальных отложений. Иридий осмистый составляет основную часть шлиха и ассоциирует с самородной платиной и платинистым иридием. Минерал представлен хорошо ограненными и лишь частично окатанными шестиугольными таблитчатыми кристаллами размером до 1,3 мм. Минераграфическое исследование показало, что кристаллы состоят из чередующихся ориентированных сростаний сыссерскита и невьянскита.

Кристаллы стально-серые, иногда голубоватые (более иридистая разность); блеск очень сильный металлический, грани гладкие, как отполированные. Микротвердость 1128,3 и 791,3 кг/мм².

Пробирно-спектральным методом определены следующие колебания элементов в составе минерала (%): Pt—2,046—12,5; Ir, Os—1,0; Pd—0,0—0,56; Rh—0,33—3,9; Fe—0,01; Ni—0,0006; Cu—0,003; количество золота незначительно.

В отраженном свете сыссерскит голубоватый, а невьянскит кремовый. Оба минерала полируются хорошо, без штрихов. В скрещенных николях сыссерскит анизотропный, а невьянскит изотропный. R=64,0—65,0 (сыссерскит) и 57,0—65,5% (невьянскит).

Рентгенометрический анализ описанных кристаллов показал хорошую сходимость с эталоном.

Порпечит — Au, Pd

Порпечит установлен в рудах месторождения Курутегерек (Уклонский и др., 1965), в блеклорудном проявлении Тепар (Терехова, Быковская, Тимофеева, 1971) и в четвертичных отложениях р. Чаткала вблизи пос. Газалкент (устное сообщение П. Е. Цыпкиной). В двух последних случаях минерал диагностирован на основании физических свойств и рентгенометрического анализа.

Цинк — Zn

Цинк в качестве редкого минерала обнаружен Э. П. Николаевой в буроугольном месторождении Ангрэн. Он представлен в угле тонкими вкраплениями шарообразной, удлиненно-вытянутой и неправильной формы серовато-белого цвета с металлическим блеском. Рентгенограмма минерала отвечает эталону. Главные линии: 6—2,308; 10—2,095; 8—1,340; 9—1,172; 9—1,123.

Самородный цинк образовался в восстановительных условиях, существующих в каменноугольном месторождении. Он находится в ассоциации с цинкитом, смитсонитом и гидроцерусситом.

Олово — Sn

Самородное олово относится к числу редких минералов. Впервые в Узбекистане оно было обнаружено А. Ф. Соседко (1939) в Тамдынском горном массиве (Кызылкумы), в последующие годы установлено на алунитовых месторождениях Аксаката и Шавас в Чаткальском хребте (Борискин, 1968, 1970) и в Северо-Нуратинском вдоль правых притоков ручья Елкиайдай (Николаева, Григоренко, Цыпкина, 1970).

Олово образует округлые зерна до 1 мм, похожие на дробинки, комковидные и пластинчатые агрегаты с включениями вмещающей породы, цвет светло-серый. На рентгенограмме олова из Аксаката выявлены следующие главные линии 2,882 (10); 2,807 (8); 2,056 (2); 2,023 (8); 1,659 (4ш); 1,462 (4); 1,448 (6); 1,294 (4); 1,208 (8).

Самородное олово в Аксакате и Шавасе приурочено к алунитовым вторичным кварцитам и диоритовым порфирирам, где оно находится в ассоциации со свинцом.

В Центральных Кызылкумах описываемый минерал встречается в виде округлых зерен в сланцах в ассоциации с касситеритом, арсенопиритом, галенитом, пиритом и золотом.

В северо-восточной оконечности хребта Нуратау комковидные и пластинчатые выделения олова обнаружены в шлихах, взятых из области развития силурийских песчано-сланцевых отложений. В ассоциации с оловом встречаются стистаит, циркон, рутил, апатит, анатаз, андалузит, барит, шеелит, киноварь.

Ртуть — Hg

Ртуть отмечена в ничтожных количествах в западной части Туркестанского хребта на месторождениях Мык и Мечетьсай I, в Мальгузарских горах в Карасу (Финкельштейн, 1953, 1956, 1969), в горах Каракчатау в Буратбулаке и Карачатале (Тилляев и другие, 1960). Ртуть упоминается в рудопроявлении Джилга в Зирабулакских горах (Лиценмайер, 1963) и в Чаткальском хребте в Бадалсае (Тимофеева, 1968). Отмечается находка металлической ртути в термальных водах Кызылкумов (Каржаув, 1968).

Ртуть образует капли весом 5—7 г. Цвет минерала оловянно-белый, блеск металлический.

Описываемый минерал располагается в виде капель в трещинах или пустотках среди каломели, гипса, эггестонита, терлингуайта и киновари и в виде мельчайших беспорядочных включений в киновари, редко в метациннабарите.

По своему генезису самородная ртуть гипергенна. Она образовалась в результате окисления киновари под воздействием сульфата окисного железа или озона (Сауков, 1940, 1946).

ПОЛУМЕТАЛЛЫ И НЕМЕТАЛЛЫ

Графит — С

Графит преимущественно распространен на территории Западного Узбекистана в горах Каратюбе, Зирабулак, Зиаэтдин, Кульджуктау, Ауминзатау, Алтынтау. На территории Узбекистана установлено более 30 месторождений и рудопроявлений, из которых самое крупное Тасказган.

Рудопроявления графита охарактеризованы во многих литературных источниках, начиная с первых исследователей Средней Азии еще в дореволюционный период. В послевоенное время был опубликован ряд работ, касающихся распространения графита и некоторых особенностей его образования (Абдуллаев, 1949; Бадалов, 1950; Абдуллаев, Хамрабаев, Шарафиев, 1953; Шарафиев, 1954; Хамрабаев, 1958; Арустамов, 1958; Абдуллаев, Исамухамедов, Хамрабаев, 1958; Петров, 1957; Баскаков, Крылов, 1966).

В минералогическом отношении К. М. Кромской (1966) был изучен графит из Тасказгана. Здесь он слагает крупночешуйчатые агрегаты явнокристаллического облика, приуроченные к магматическим породам, и тонкочешуйчатые скрытокристаллические разности в осадочно-метаморфических толщах. Встречаются кристаллы таблитчатого облика размером 0,001—1,5 мм. Графит развивается по биотиту в измененном габбро.

На поверхности графит имеет стально-серую или матово-черную окраску, на глубине цвет его стально-черный, блеск сильный металлический. Пластинки гибкие. Спайность совершенная. Удельный вес 2,3 (Тасказган), 2,20 (Зирабулак, Карнаб).

В графите из месторождения Тасказган спектральным анализом установлены элементы-примеси, обусловленные различным включением: Mg, Fe, Mn, Al, Ca, Cu, Ni, V.

Ведущие межплоскостные расстояния графита на рентгенограммах различных разновидностей близки к эталону: 3,700—3,676 (5—8); 3,336 (10); 1,669—1,678 (5—7); 1,228—1,231 (5—8); 1,152—1,159 (5—9); 0,991—0,992 (6).

На кривых нагревания тасказганского графита зафиксированы экзотермические эффекты при температуре 650, 750, 850°, характерные для явнокристаллического графита, но они смазаны для микрочешуйчатого.

Графит представлен тремя генетическими типами: осадочно-метаморфическим, магматическим и постмагматическим. Первый проявился в докембрийских и раннепалеозойских метаморфических свитах и в палеозойских мраморах, в которых слагает линзы, гнезда, жилы и по-

лосы ографиченных пород (Ауминзатау, Аякаши, Дербез-II, Уйректы, Алмелы, Дженичке, Казанлы, Каракишлак, Бенданенги, Уратюбе, Тутаксай, Чагырташсай, Захчахона).

Магматический тип графитовой минерализации проявлен в габброидных интрузиях гор Кульджуктау (массивы Бельтауский, Шайдаразский, Таушанский), в гранитоидах Каратюбе, Зирабулака, Кульджуктау. Графит выделяется в измененных породах в виде вкрапленности и гнезд, замещающая породообразующие минералы.

Встречаются линзообразные тела графита в пегматитах (Дербез-I).

Постмагматическая графитовая минерализация широко проявилась в средней части гор Кульджуктау и в западной части Зиаэтдинских гор в виде зон в мусковитизированных гранитах, оловоносных грейзенах (Чангали) и в измененном габбро с сульфидно-никелевой минерализацией (Тасказган).

Графит образует рассеянную вкрапленность, гнездообразные скопления разнообразной формы, линейно-вытянутые зоны вдоль контактов интрузивных и осадочных пород. Текстуры: вкрапленная, оолитообразная, массивная, полосчатая, катакластическая.

Графит Тасказгана обладает хорошими технологическими свойствами, по качеству аналогичен лучшим сортам цейлонского графита и может быть использован во многих отраслях промышленности.

Единомыслия об источнике углерода для образования графита не достигнуто. Одни исследователи главную роль в концентрации углерода отводят битумам, пропитывающим нижнепалеозойскую сланцевую, а местами и известковую толщу в Западном Узбекистане (Чистяков, 1943; Соседко; 1932, 1933; Шарафиев, 1954; Хамрабаев, 1958; Кромская 1966), другие — углероду известняков, который, как мы предполагаем, может выделяться при ассимиляции магмой (Абдуллаев, 1949).

Шунгит — С

Шунгитоподобный минерал установлен в черных углеродистых метаморфических сланцах докембрия в Западном Узбекистане и в зонах развития золотоносных жил ряда месторождений. В незначительных количествах выявлен в районе полиметаллического месторождения Лачинхана в Пскемском хребте. По своим свойствам он занимает промежуточное положение между графитом и антраксолитом. Черный, блестящий, твердость 2,5 (Лачинхана). Выделяется в виде черных матовых скрытокристаллических образований.

Спектральным анализом в качестве примесей в шунгите из Лачинханы установлены Са и Mg (0,00 п%).

В шлифе изотропен, но подобно графиту проводит электричество. Шунгит ассоциирует с графитом и является исходным материалом для

возникновения графита на более высоких ступенях метаморфизма сланцев.

Рентгенограмма описываемого минерала из Лачинханы отвечает шунгиту с примесью графита. Главные линии: 3,36 (10); 3,09 (10); 2,12 (5).

В Западном Узбекистане шунгит в сланцах образует линзовидные маломощные прожилки и выделения в зальбандах будинированных кварцевых жил.

В Лачинхане шунгит образует тонкую вкрапленность между зернами кальцита в мраморизованных известняках и более крупные выделения размером до 1 см в кальцит-флюоритовых прожилках, расположенных на контакте известняков с эффузивами. Образование шунгита в Лачинхане зависит от метаморфизации битуминозного вещества в известняках и последующего его переотложения в прожилках в связи с гидротермальными процессами.

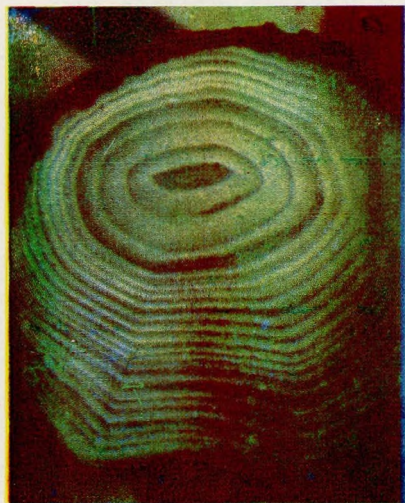
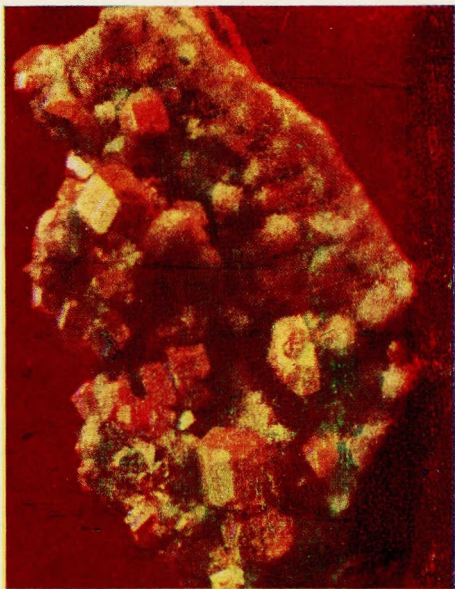
Селен — Se

О находках селена в Средней Азии известно из работ И. Г. Ченцова (1959), В. Ф. Савельева (1964), Г. Д. Тростянского (1964, 1970), А. И. Газиева, Т. Я. Деминой и других исследователей.

Селен встречается в верхнемеловых и палеогеновых породах Узбекистана. Он выделяется в виде микроскопических кристалликов игольчатого и призматического габитуса. Иногда призмы увенчиваются тригональной пирамидкой. Размеры кристаллов имеют тысячные, сотые, иногда десятые доли миллиметра. Кристаллы до 2 мм очень редки. Встречаются изогнутые игольчатые кристаллы, а также сростки под углом 30—45° друг к другу или параллельные. Иногда кристаллы внутри полые. Попадают также шаровидные и каплевидные выделения, пленки, порошковатые агрегаты.

Цвет самородного селена стально-серый и красный, блеск металлический, черта черная. Минерал гибкий, непрозрачный, спайность совершенная по призме. При нагревании в азотной и концентрированной серной кислотах хорошо растворяется с образованием зеленой селеновой кислоты. При прокаливании в стеклянной трубке, запаянной с одного конца, образуется возгон элементарного селена густого красного до черного цвета. В пламени спиртовки селен горит, окрашивая пламя в яркий голубовато-синий цвет и издавая неприятный запах.

Рентгенограммы селена показали удовлетворительную сходимость с эталоном. Главные линии: 2,980 (10); 2,062 (8); 1,755 (8); 1,630 (8); 1,420 (6); 1,079 (6). Вычислены параметры элементарной ячейки $a = 4,34 \text{ \AA}$; $c = 4,956 \text{ \AA}$; $a : c = 1 : 1,14$.



Кристалл горного хрусталя, ум. 4 раза. Коллекция Геологического музея МГ УзССР.
Кристаллы самородной серы на арагоните, ум. 3 раза. Коллекция Геологического му-
зея МГ УзССР. Опал, ув. 5 раз. Коллекция Геологического музея МГ УзССР.
Кристаллы киновари из Мальгузарских гор. Образец Ю. В. Финкельштейна.

Самородный селен встречен в осадочных породах верхнего мела, представленных песчаниками, и в глинистых и песчаных известняках палеогена Ферганской долины. Он ассоциирует с марказитом и пиритом, нарастая на них в виде «щеток» и пленок, а также с ферроселитом, редкими селенидами меди, свинца и серебра. В зоне окисления селен ассоциирует с лимонитом.

Самородный селен образовался в результате окисления дисульфидов железа и выноса из них селена с последующим его восстановлением. Селен образовался в стадию эпигенетического изменения осадочных пород.

Мышьяк — As

Самородный мышьяк известен в пределах Кураминского хребта на Ni-Co-Ag месторождении Актепе, где был установлен В. А. Стрельцовым и А. И. Тишкиным и дополнительно исследован М. И. Моисеевой (1969) и Д. А. Сахор. Из сопредельных районов описываемый минерал выявлен И. М. Головановым в 1964 г. на скарново-золоторудном месторождении Бозымчак на южном склоне Чаткальского хребта.

Мышьяк представлен концентрически-зональными почками различного размера, корками с натечно-бугристой поверхностью (Актепе) и скорлуповатыми скоплениями размером 0,5—5 см (Бозымчак).

В свежем изломе мышьяк оловянно-белый с металлическим блеском, на воздухе быстро темнеющий до коричневого и серовато-черного. Микротвердость 144—177, а в среднем 156 кг/мм² (Актепе). Минерал очень хрупок.

В полированных шлифах проявляется его зернистое строение. В зернах хорошо видна спайность в двух направлениях. Имеются тонкие полисинтетические двойники. Цвет минерала белый, отражательная способность более высокая, чем у леллингита. Двухотражение слабое, заметное только в иммерсии. Сильно анизотропен со слабым цветным эффектом. Относительный рельеф его выше, чем у леллингита. Шлифы быстро покрываются темным налетом.

Химические анализы показали постоянное присутствие в составе минерала сурьмы за счет тонких включений самородной разности (1,50—5,44% Sb). В небольшом количестве содержатся серебро и сера (табл. 2).

Спектральным анализом в актепинском мышьяке выявлены примеси Cu, Zn, Pb, Mn, Fe, Ni, Co.

Рентгенограммы описываемого минерала с обоих месторождений отвечают эталону, в них зафиксированы следующие ведущие линии: для мышьяка из Актепе — 5 (3,088); 10 (2,787), 7 (2,053), 8 (1,889), 6 (1,771), 5 (1,665), 7 (1,565), 7 (1,290), 9 (1,200), 7 (1,117), 7 (1,088),

7 (1,065); из Бозымчака — 7 (3,18), 10 (2,76), 7 (2,04), 9 (1,87), 7 (1,54), 7 (1,198).

Самородный мышьяк встречается в месторождениях в связи с заключительными стадиями гидротермальной деятельности. В Актепе он слагает почки и корки с натечно-бугристой поверхностью в карбонатной жиле, залегающей в габбровом массиве. Он тесно ассоциирует с леллингитом, сурьмой, диарсенидами Ni и Co и сульфосолями Ag.

Таблица 2

Химический состав самородного мышьяка, вес. %

| Компонент | Актепе | | Бозымчак |
|-------------|-------------------------------|-------|-----------------|
| | обр. 3016 | * | обр. 1350 |
| As | 91,40 | 91,60 | 97,97 |
| Sb | 3,30 | 5,44 | 1,50 |
| Ag | 0,71 | Сл. | 0,04 |
| Pb | — | Сл. | 0,17 |
| Cu | — | — | 0,03 |
| S | 0,39 | — | 0,07 |
| Прочие | 3,95 | 2,14 | — |
| Сумма | 99,75 | 99,21 | 99,78 |
| Лаборатория | Министерство геологии УзССР | | ИГиГ АН УзССР |
| Аналитик | Т. Т. Мухова | | И. Лихойдова |
| Автор | Моисеева, 1969 В.А. Стрельцов | | И. М. Голованов |

Леллингит окаймляет и корродирует мышьяк, а сам содержит овальные зерна сурьмы, вероятно, в качестве продукта распада, возникающего при понижении температуры в системе.

В Бозымчаке самородный мышьяк образует скорлуповатые скопления в кварцевых жилах среди известняков.

Сурьма — Sb

Самородная сурьма, по данным В. А. Стрельцова и А. И. Тишкина, имеется на Ni-Co-Ag месторождении Актепе (Кураминский хр.), в Алтынтопканском рудном поле на Пайбулаке (Клемперт, Королев и др., 1966), на золоторудном месторождении Кокпатас в Центральных Кызылкумах, а в сопредельных районах, по данным И. М. Голованова, — на скарново-золоторудном месторождении Бозымчак в Чаткальском хребте.

Минерал редкий, выявлен при микроскопических исследованиях руд. В Актепе и Бозымчаке сурьма образует в самородном мышьяке мелкие включения овальной формы размером 0,003—0,031 мм или концентрические кольца.

В полированных шлифах сурьма белого цвета, ее отражательная способность выше, чем у мышьяка, она слабо анизотропна, двуотражение заметно лишь в иммерсии. По данным химических анализов содержание сурьмы в мышьяке составляет 1,5% в Бозымчаке и 3,30—5,44% в Актепе. В Алтынтопкане сурьма образует единичные включения в антимоните и бертьерите.

Сурьма в мышьяке представляет собой продукт распада твердого раствора. Указанные сростки образуются в конце гидротермального процесса при истощении в растворах серы. В парагенетической ассоциации с мышьяком встречаются серебро, висмут и диарсениды Ni, Co и Fe.

Висмут — Bi

Впервые самородный висмут в Узбекистане установлен И. М. Евфименко на Устарасе в 1931 г. (Евфименко, 1941).

Минерал отмечается часто, но значительных скоплений не образует. Наиболее распространен в Чаткало-Кураминских горах: в висмутовых и висмутосодержащих месторождениях (Устарасай, Бричмулла, Джурджурек, Верхний Кишинчак, Ойгаинг, Узумлек, Ташкескен, Верхняя Куянда, Юрино, Верхний Кандаган, Кызылгут, Акташкан, Адрасман и др.: пятиэлементных (Актепе); золоторудных (Кочбулак, Чадак), скарново-рудных (Южный Янгикан). В Западном Узбекистане висмут встречен в скарново-вольфрамовых месторождениях (Лянгар, Ингичке, Яхтон, Чаштепе, Тым, Угат и др.), в Южном — в свинцово-цинковых (Южный Карасан).

Часто встречаются единичные зерна в шлихах из многих районов. Минералогическое изучение висмута проведено на материале из Устарасая (Сахарова, 1955; Колонин, 1965, 1966; Годовиков, 1971; Дунин-Барковская, 1970).

Висмут выделяется в виде отдельных зерен, их групп, цепочек, линзочек или прожилков, гнезд и слабо ограненных кристаллов и их сростков. Размер индивидов от 0,0 мм до 0,5 см. Кристаллы самородного висмута размером до 3—4 мм установлены Э. А. Дунин-Барковской на месторождении Устарасай в виде комбинации двух ромбоэдров и пинакоида (0001). В зависимости от степени развития ромбоэдра и пинакоида кристаллы имеют толстотаблитчатый и пластинчатый габитус.

Спайность висмута отчетливо наблюдается в кристаллах и менее выражена в других морфологических типах его выделений. Кристаллы

висмута из Устарасая при слабом ударе легко раскалываются по спайности, а при более сильном — сплющиваются в лепешки. Спайность весьма совершенная по (0001) и совершенная параллельно граням ромбоэдра (1011). По плоскостям спайности (0001) при косом освещении под бинокулярным микроскопом иногда наблюдается тонкий муаровый рисунок, иногда видно блочно-мозаичное строение.

Простые двойники висмута в природе редки. На Устарасая отмечено срастание двух кристаллов (по 1012). Полисинтетические двойники встречаются в зернах висмута из Акташкана (Глинский, 1970), Угата (Нечелюстов, 1970), Устарасая (Годовиков, Колонин, 1964; Колонин, 1965).

Микротвердость 16,1—19,4 кг/мм² (Угат), 22 кг/мм² (Акташ). Цвет в свежем изломе серебристо-белый с кремовым оттенком, при незначительном окислении становится желтовато-розовым. Блеск металлический.

В отраженном свете в полированных шлифах висмут имеет розовато-кремовую окраску и высокую отражательную способность. Двукражение слабо заметно с иммерсией, анизотропия резкая.

В составе самородного висмута из Устарасая определен свинец в количестве 1,7% (Дунин-Барковская, 1970). Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе в МГУ (аналитик Б. В. Старокожев).

Рентгенограммы образцов из Устарасая и Угата соответствуют эталону висмута из Альтенберга.

В Узбекистане имеются следующие генетические типы выделений самородного висмута:

1. Магматический. По данным Р. Г. Юсупова, он встречается в свежих гранитоидных породах в виде каплеобразных зерен размером 0,1 мм.

2. Пегматитовый. По данным Л. А. Быкова, самородный висмут имеется в пегматитовых жилах Ойгаинга (Чаткальские горы). Угловатые и червеобразные зерна описываемого минерала размером в несколько миллиметров наблюдались между кристаллами циннвальдита, берилла, топаза, флюорита, кварца и полевых шпатов. Сам висмут содержит изометричные выделения теллурида висмута и халькопирита.

3. В скарново-вольфрамовых месторождениях (Лянгар, Угат) скарново-медно-молибденовых (Южный Янгикан), скарново-магнетитовых (Чокадамбулак) самородный висмут встречается в ничтожных количествах. В Лянгаре висмут приурочен к более поздним кварц-сульфидным линзам. Пластинчатые и перистые сростки висмута размером 3—4 см отложились в трещинах кварца, шеелита, халькопирита, пирротина и цементируют рассланцованные листочки молибденита (Абдуллаев, 1946). В Угате висмут установлен в кварцевых жилах с шеелитом, пирротинном, халькопиритом и сульфидами висмута (Нечелюстов, 1970).

В Южном Янгикане висмут выделился после магнетита и молибденита. В Чокадамбулаке образует вросстки в магнетите и висмутине в ассоциации с тетрадимитом и золотом.

4. Самородный висмут отмечается многими исследователями в разнообразных гидротермальных месторождениях: мышьяк-висмутовых (Устарасай, Кульма, Бричмулла, Акбулак), медно-висмутовых (Адрасман), золоторудных (Кочбулак), пятиэлементной формации. Минерал образует единичные вросстки, цепочки зерен или жилкообразные обособления в висмутине, висмутовых сульфосолях, жезенте (Устарасай, Бричмулла), тетрадимите (Акбулак), блеклой руде (Кочбулак), галените (Актепе).

5. Плоские лепешковидные выделения и окатанные зерна в шлихах из делювиально-пролювиальных и речных отложений.

В зоне окисления самородный висмут может без растворения превращаться в бисмит — Bi_2O_3 или бисмоклит — BiOCl . На месторождении Устарасай и Ойгаинг некоторые зерна и кристаллы висмута покрыты корочкой темно-серого бисмоклита. Замещение начинается с краев зерен и проникает внутрь по трещинкам спайности. Отдельные индивиды почти полностью замещены бисмоклитом, который в свою очередь покрыт корочкой белого и серого висмутита. При окислении самородного висмута в условиях гипергенеза промежуточным продуктом является хлорид висмута, а конечным — труднорастворимый карбонат.

Самородный висмут образуется в широком диапазоне температуры и давления, но преимущественно при высоких и средних значениях в связи с магматическим, пегматитовым и гидротермальным процессами.

Сера — $\alpha\text{-S}$

В Узбекистане самородная сера известна с первой половины XIX века и является распространенным минералом в молодых осадочных породах ($I_3\text{—Q}$), где она часто образует значительные скопления (ныне отработанное месторождение Шорсу, серопроявления Октябрьское, Шакарлыкастана, Досманагы, Актау, Туянтау, Лякан, Газли, Ходжанпак, Тюбегатан и др.).

Сведения по минералогии и геологии серных месторождений имеются в работах многих исследователей, указанных ниже. По данным Ф. И. Вольфсона (1936), М. И. Моисеевой, М. Р. Еникеева, Г. И. Ионис, И. М. Голованова и др., сера в ничтожных количествах отмечается в окисленных рудах различных месторождений Кураминского хребта (Такели, Барактынтау, Сартабуткан, Наугарзан, Гудас, Айгырбулак, Замбарак, Чокадамбулак) и в буроугольном месторождении Ангрэн (Николаева, 1967).

По размерности индивидов можно выделить серу крупнокристаллическую (2,5 и даже 12 см), средне- и мелкокристаллическую (от долей мм до 2 см), скрытокристаллическую (0,02—0,2 мм) и тонкодисперсную (<0,01 мм). Распространенность этих групп неодинакова. Крупные, хорошо огранные кристаллы встречаются редко, они характерны для минерализационных полостей Шорсу. Большую часть руд в Чангырташе и Шорсу составляет средне- и мелкокристаллическая се-

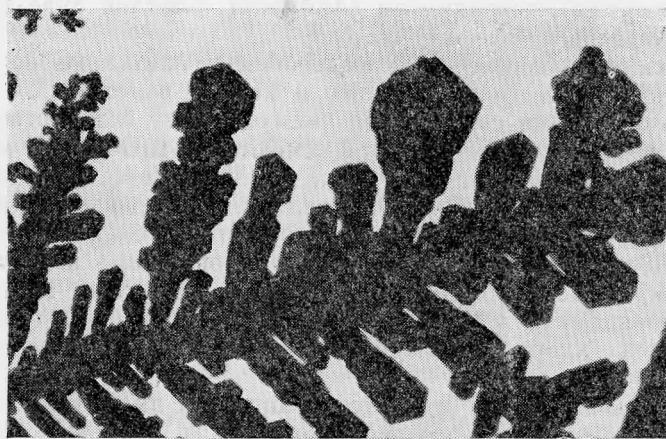


Рис. 9. Электронная микрофотография тонкодисперсной серы
Месторождение Туюнтау. Ув. 9200.

ра, а в Южном Узбекистане — скрытокристаллическая. Тонкодисперсная сера встречается часто, но в небольших количествах. Она выпадает из сероводородных источников и образует скопления в пластинчатом гипсе (Юшкин, 1968; Смирнова, 1971), (рис. 9).

На кристаллах серы установлены четыре простые формы, которые встречаются повсеместно: p (111); s (113); n (011) и c (001) (Слюсарева, материалы; Алявдин, 1938). Н. П. Юшкин (1968) отмечает в Шорсу 125 простых форм, из них несколько ранее не известных: (124); (354); (3.5.10), однако некоторые из них являются формами растворения, а не роста.

Кристаллы серы бывают изометричные, удлиненные, таблитчатые и брусковидные. Для Шорсу наиболее характерна изометричная форма. По подсчетам Н. П. Юшкина (1968) они составляют 45,5%, удлиненные кристаллы — 38,3%, таблитчатые — 14,2%, а брусковидные — 2%. В Чангырташе хорошо образованные кристаллы редки и среди них преобладают удлиненные. На месторождениях Южного Узбекистана среди

плохо ограненных кристаллов встречаются вытянутые, которые тяготеют к известнякам, и изометричные (главным образом в пластинчатом гипсе).

Для кристаллов серы установлены следующие габитусы: дипирамидальный, пинакоидальный и псевдотетраэдрический, а также промежуточные, переходные от одних к другим. Псевдотетраэдрический габитус характерен лишь для среды с активными углеводородами, например, битуминозные коричневато-желтые кристаллы из Шорсу (Юшкин, 1968).

В кристаллах ферганской серы отсутствуют двойники, которые довольно часто встречаются в Гаурдаке и прикарпатских месторождениях. Все сростки, ранее принимавшиеся за двойники, оказались незаконномерными.

Грани кристаллов серы отличаются разнообразием микроскульптуры. Имеются данные лишь по формам скульптуры шорсуйской серы, систематизированные и классифицированные Н. П. Юшкиным (1968). Наиболее характерные фигуры роста: линии слоев, субиндивиды, вицинали (рис. 10). Весьма характерно образование скелетных кристаллов. В Шорсу (по Н. П. Юшкину) скелетными кристаллами представлена почти вся сера (рис. 11, 12).

Кристаллы самородной серы часто искажены, что обусловлено гравитационным осаждением минералообразующих частиц в растворе. Искаженные кристаллы можно использовать в качестве минералогических отвесов (Григорьев, 1948; Юшкин, 1963, 1966, 1968).

Внутреннее строение кристаллов серы часто осложнено жидкими и твердыми включениями и зональностью. Зоны роста иногда резко выделяются по окраске за счет примеси битумов, тонко и равномерно распределяющихся в пределах пигментированной зоны. Границы зоны резкие, прямолинейные. Чаще пигментация тяготеет к вершинам или ребрам. Тогда пигментированные участки можно рассматривать как скелетные кристаллы (рис. 13).

Зоны роста у зональных скелетных кристаллов и параллельных сростков представлены отдельными кристаллическими индивидами, параллельно выросшими на грани и ребра кристалла — ядра.

Помимо битумов зоны роста также оттеняются присыпками минеральных частиц: корочками кальцита, сферолитами целестина, реликтами известняка, по которому развивается сера. В состав твердых включений входят минералы, парагенные сере, захваченные во время роста кристалла: целестин, барит, кальцит, гипс, кварц, халцедон, битумы.

Жидкие включения встречаются в сере очень часто. В иных образцах они занимают 10—15% объема кристалла (Юшкин, 1968). Объем включений составляет 0,001—0,01 мм³, а отдельные достигают 1,25—1,5 мм³. Включения жидкие однофазовые. Часто поверхность пузырьков

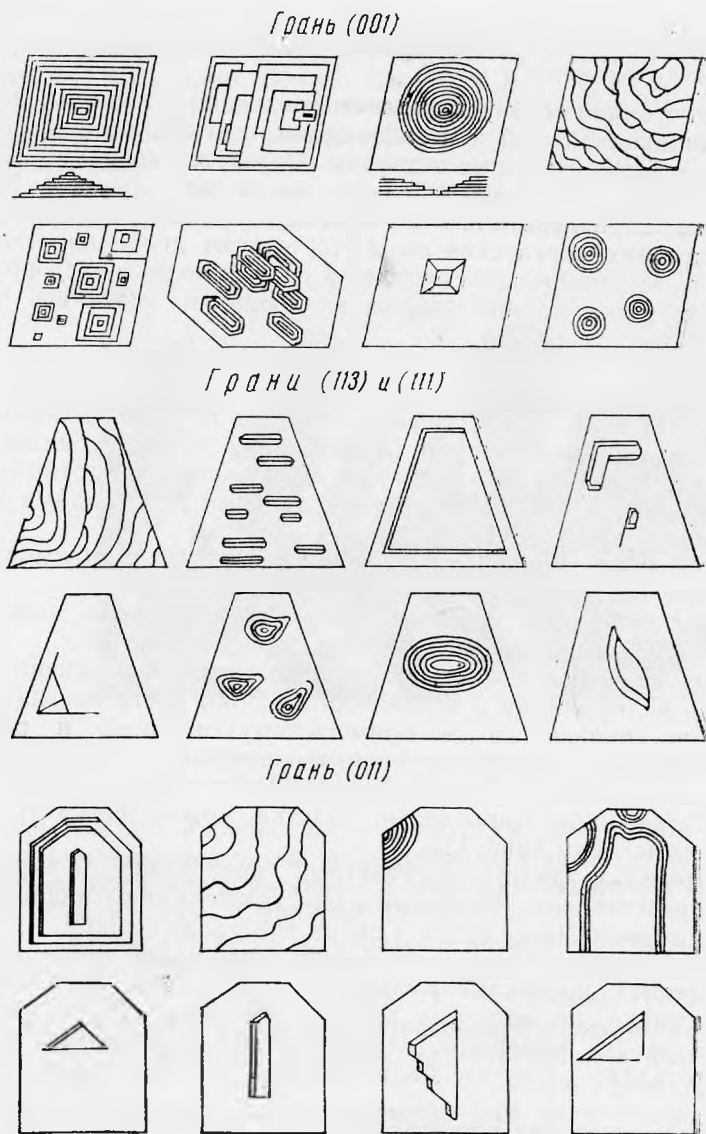


Рис. 10. Скульптуры роста на гранях кристаллов серы из месторождения Шорсу (Юшкин, 1968).

покрыта бурой пленочкой битума. Форма включений веретенообразная или каплевидная. В кристалле включения обычно располагаются вдоль кристаллографических направлений и выделяют зоны роста, что свидетельствует о первичном образовании включений во время роста кристаллов.

Жидкие включения в кристаллах серы являются сероводородными хлоридными щелочноземельно-натриевыми рассолами с общей минерализацией свыше 60 г/л.

Сера окрашена во все оттенки желтого цвета — янтарный, соломенно-желтый, зеленовато-желтый. Сера из зоны окисления рудных место-

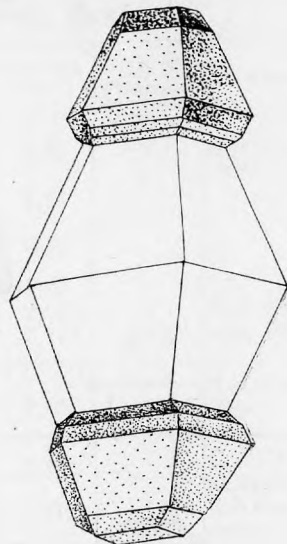
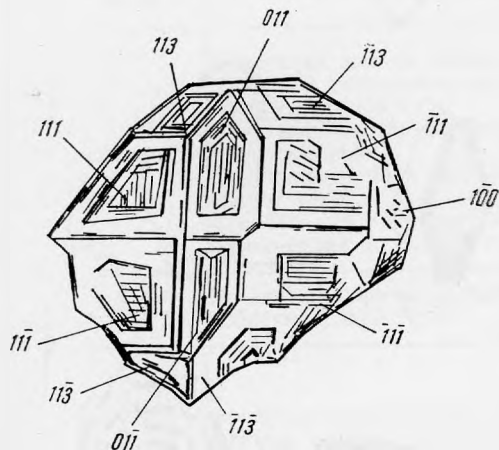


Рис. 11. Обломок скелетного кристалла серы из Шорсу. Центральные участки граней понижены, очертания углублений повторяют контуры граней. Ребра выступают (Фекличев, 1966).

Рис. 12. „Вершинник“ серы из Шорсу (Юшкин, (1968).

рождений, помимо желтовато-зеленоватых тонов, бывает оранжевого и белого цвета. Красноватые или оранжевые оттенки обычно обусловлены примесями окисного железа. Дисперсная примесь глинистых частиц вызывает зеленоватую окраску. Коричневый и черный цвета зависят от содержания битумов в сере.

Блеск на гранях кристаллов алмазный, иногда матовый, тусклый; в изломе — жирный, смолистый.

Твердость серы измерялась только для месторождений Ферганской долины методом вдавливания (Сребродольский и Юшкин, 1964), твердость грани (001) (в $\text{кг}/\text{мм}^2$) — 11,6; (011) — 15,9; (113) — 15,2; (111) — 15,2. Средняя твердость кристалла — 14,5 (Шорсу). Наибольшей

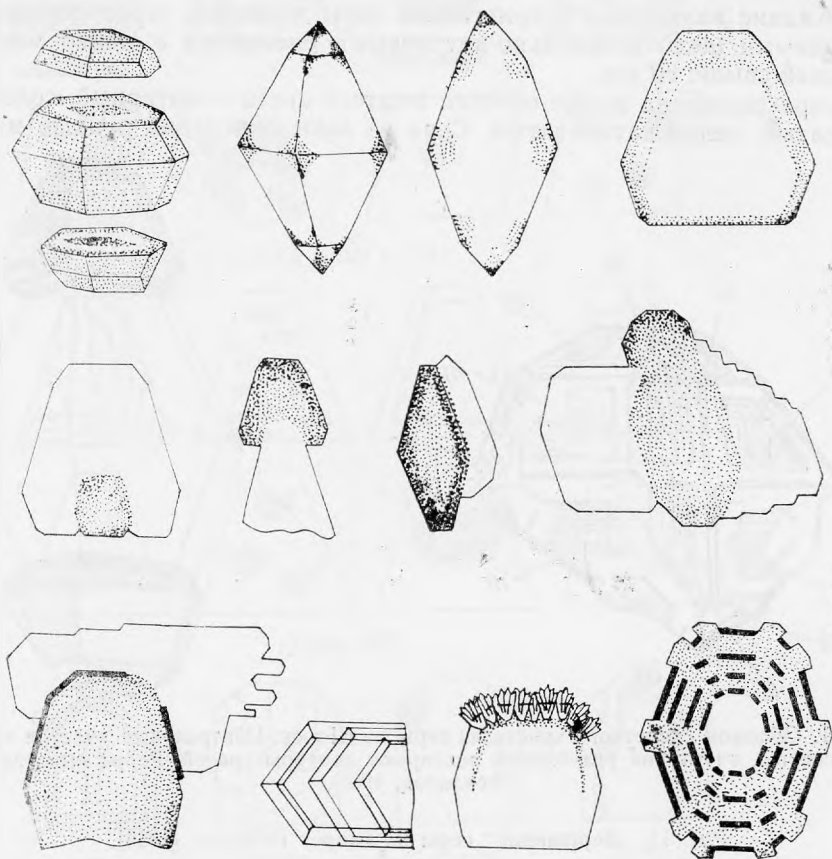


Рис. 13. Зональные кристаллы самородной серы из Шорсу (Юшкин, 1968).

твердостью отличаются кристаллы серы Чангырташского месторождения — $20,2 \text{ кг}/\text{мм}^2$. Твердость серы уменьшается с увеличением примесей битумов. Дефекты роста, разрушения, а также газово-жидкие включения снижают твердость серы.

Удельные веса серы приводятся по данным различных авторов (табл. 3). Примеси битумов снижают удельный вес минерала.

Электропроводность серы чрезвычайно мала, так как она представляет собой диэлектрик с полностью компенсированными зарядами. Диэлектрическая проницаемость (Юшкин 1968) шорсуйских кристаллов колеблется от 3,96 у битуминозных кристаллов до 4,21 у небитуминозных.

В составе серы имеются незначительные примеси за счет вростков мелких кристалликов минералов, парагенных сере. В сере из Гудаса

Таблица 3

Удельный вес самородной серы, g/cm^3

| Месторождение | Краткая характеристика образца | Удельный вес | Число определений | Автор |
|---------------------------|--|--------------|-------------------|--|
| Шорсу | Кристаллы желтой прозрачной серы | 2,05 | 8 | Н.П. Юшкин 1968 |
| | Кристаллы коричневатожелтой слабобитуминозной серы | 2,04 | | |
| | Кристаллы светлокоричневой битуминозной серы | 2,00 | | |
| | Кристаллы черной сильнобитуминозной серы | 1,99 | 3 | М.П. Баскаков, 1964 |
| | Светлая, соломенножелтая сера | 2,083 | | |
| | Темнобурая до черной сера | 2,112 | | |
| Чангырташ | Кристаллы коричневатожелтой слабобитуминозной серы | 2,03 | 8 | Н.П. Юшкин, 1968 |
| Туюнтау Юж. Узбекистан | Среднекристаллическая сера светложелтого цвета | 2,09 | 5 | С. Е. Прянишников С. К. Смирнова, 1971 |
| | | 2,03 | | |
| ШакарлыкАстана | Яркожелтые кристаллы серы | 2,02 | 3 | С. К. Смирнова, 1971 |

(зона окисления свинцового месторождения) значительная примесь SiO_2 объясняется примесью жильного кварца (табл. 4).

Ряд элементов-примесей встречается в самородной сере постоянно: Са, Mg, Al, Si, Ti, Mn, Fe, Cu. Иные же элементы характерны лишь для определенных месторождений и могут считаться типоморфными. Так, для Шорсу (Юшкин, 1968) типоморфными являются Be, V, Ni; для Майлису (Уклонский и др., 1964) — Be, Ga, V, Cr, Sr; для месторождений из Сурхандарьинской депрессии (Смирнова, 1971) — Sr, V, Mn, Mo. В сере Шорсу обнаружен также мышьяк — 0,0017% (Юшкин, 1968).

В сере из зоны окисления рудных месторождений характерно присутствие Ag, Zn, Cu и Pb (Моисеева, 1965).

Сера Ферганских месторождений отличается повышенной битуминозностью. Так, шорсуйская сера в среднем содержит 0,12% битумов, иногда их содержание превышает 1%, в сере из Чангырташа — выше 1%.

По данным люминесцентно-битуминологического анализа хлороформных вытяжек (Юшкин, 1968), в сере чаще всего присутствуют смо-

Таблица 4

Химический состав самородной серы, вес. %

| Компонент | Месторождение Шорсу | | | | Свинцовое месторождение Гудас |
|--------------------------------|-------------------------------|--|----------------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| | кристаллы лимонно-желтой серы | кристаллы темно-коричневой битуминозной серы | кристаллы зеленовато-желтой серы | скрытокристаллическая сера | мелкозернистая желтая сера |
| S | 99,89 | 99,87 | 99,42 | 99,55 | 95,85 |
| SiO ₂ | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | 3,14 |
| Al ₂ O ₃ | 0,02 | 0,06 | 0,26 | 0,26 | — |
| Fe ₂ O ₃ | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | — |
| CaO | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,53 | — |
| MgO | 0,15 | 0,12 | 0,15 | 0,25 | — |
| BaO | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | — |
| SrO | Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | — |
| Сумма | 100,51 | 100,50 | 100,28 | 100,59 | 98,99 |

Лаборатория экспедиции „Химгеолнеруд“
Главгеологии УзССР, аналитик Л. П. Толченникова (Юшкин Н. П., 1968)

Е. Т. Кийко

листо-асфальтеновые свободные битумы типа САБА, реже маслянисто-смолистые. Сера из Шорсу содержит окисленные битумы, где сумма O+N+S составляет более 30%, тогда как содержания С и Н заниженные.

В отличие от Ферганской долины в Южном Узбекистане сера содержит небольшие количества битумов ($4 \cdot 10^{-4}$ %) нефтяного ряда, маслянистого типа (Смирнова, 1971).

Формы выделения самородной серы различны: вкрапленность, прожилки, линзы, корки, пленки, сталактиты, рудные залежи, минерализационные полости.

На месторождениях Ферганской долины в залежах иногда встречаются крупные каверны карстового происхождения. Нередко их объем

достигает десятков кубических метров. Стенки каверн покрыты корками серы, где встречаются прекрасно ограненные кристаллы величиной 3—5 см, образующие друзы, сталактиты. Иногда сталактиты серы срастаются со сталагмитами (рис. 14, 15) и «...образуют сплошные, очень эффектные колонны, соединяющие кровлю и подошву полостей» (Юшкин, 1968).

В серных месторождениях в парагенезисе с самородной серой выявлены следующие минералы: кальцит, арагонит, целестин, гипс, пирит, кварц, халцедон, кварцин, опал, псиломе-лан-вад, гетит, галит. В зоне окисления широко развиты: опал, гипс, полугидрат, алуни-т, левигит, игнатъевит, ярозит, натроя-розит, кизерит, эпсомит, гексагидрит, пикке-рингит, галотрихит, мендоцит, калинит, мирабилит, мелангерит и другие.

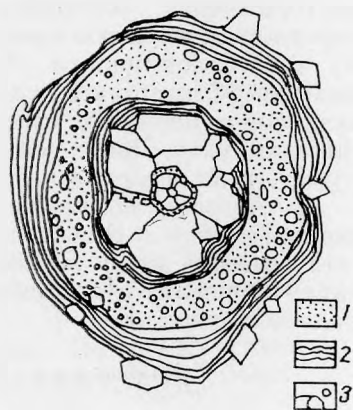
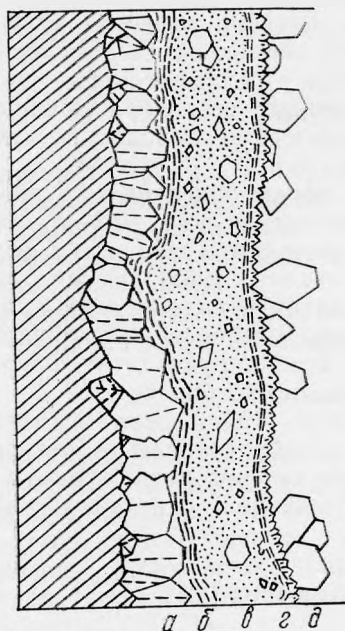


Рис. 14. Друзовое строение инкрустационных корок серы на стенках минерализованных полостей Шорсуйского месторождения.

а—друза кристаллов серы ранней генерации, б—кальцит натечный, в—кальцит мелкозернистый, г—сетка кристаллов кальцита, д—друза кристаллов серы поздней генерации (Юшкин, 1968).

Рис. 15. Разрез сталактитоподобной друзы серы из Шорсу.

1—кальцит мелкозернистый, 2—кальцит натечный, 3—кристаллы серы (Юшкин, 1968).

Основную долю в парагенезисе составляют четыре минерала: кальцит, арагонит, гипс и целестин. Все остальные в сумме не превышают 1%.

Несмотря на значительное количество исследований, генезис самородной серы, залегающей в осадочных породах, остается дискуссион-

ным: эпигенетична или сингенетична сера по отношению к вмещающим породам.

Предполагается, что сингенетическая сера образуется в мелко-водных бассейнах, где растворенные в воде сульфаты редуцируются бактериями до сероводорода, который в свою очередь в зоне окисления окисляется до серы (Мурзаев, 1935; Данов, 1936; Иванов, 1961; Татаринов, 1955). Аргументом в пользу биогенного происхождения скоплений самородной серы служит эффект изогонного фракционирования.

Другие же исследователи образование сероводорода связывают с воздействием углеводородов на сульфаты. Широко известна теория А. С. Уклонского (1940) о парагенезисе серы с нефтью. А. С. Уклонский считает, что углеводороды взаимодействуют с сульфат-ионом вод, окружающую нефтяную залежь и восстанавливают его. Образующийся при этом сероводород окисляется близ поверхности кислородом воздуха и выделяется самородная сера.

Самородная сера встречается также в зонах окисления рудных месторождений, указанных выше. Она образует мелкие (0,2—3 мм) округлые скопления в кавернозном кварце, где пустоты сохраняют форму кристаллов пирита (Кургашикан, Голованов, 1965), в гипсовой сыпучке (Сартабуткан), в остаточных лимонитах в виде мелких кристалликов и пористых масс (Гудас, Наугарзан, Замбарак, Айгырбулак, Чокадамбулак, Восточное Такели). С серой ассоциируют гетит, натропозит, гипс, ферринатрит, пирит, галенит, англезит, биверит.

В Ангрене, по данным Э. П. Николаевой (1967), сера образует искрапленность и тонкие налеты на угле. Она образовалась в результате возгонов при каменноугольных пожарах за счет разложения пирита, марказита и других сульфидов и при неполном окислении сульфидных минералов.

ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Дискразит — Ag_3Sb

Дискразит установлен в ничтожных количествах в трех месторождениях в Кураминских горах: Ni-Co-Ag Актепе (Моисеева, 1969), в полиметаллическом Канимансур (Королева, Кермилицын, Котенеза, 1969) и в Алтынтопканском рудном поле (Конькова, 1964).

В полированных шлифах в отраженном свете минерал белый с желтоватым оттенком, отражательная способность высокая, но немного меньше серебра, слабо анизотропный, двупреломление в воздухе едва заметное. В Актепе дискразит тесно ассоциирует с серебром, зерна которого он обрастает. В Алтынтопканском рудном поле дискразит

приурочен к карбонат-сульфидным жилам. Он образует очень тонкие оторочки ($< 0,01$ мм) вокруг зерен галенита, арсенипирита и реже тонкой корочкой покрывает мельчайшие кристаллы горного хрусталя и в виде темных олеандровых листьев выделяется на фоне более светлого серебра.

В Канимансуре дискразит образует каймы вокруг некоторых сульфидов.

Рентгенометрические исследования наряду с линиями дискразита показали наличие характерных линий серебра.

Дискразит — гидротермальный минерал, приуроченный к месторождениям, обогащенным серебром.

Маухерит — $Ni_{11}As_8$

Маухерит — редкий минерал. Установлен Д. А. Сахор на гидротермальном месторождении Актепе Ni-Co-Ag формации.

В полированных шлифах белый с розоватым оттенком. Анизотропия слабая, заметная только в иммерсии. Полированная поверхность минерала шероховатая.

Маухерит слагает зернистые агрегаты. Он ассоциирует со смальтином, проникая в него по отдельным зонам.

Стистаит — Sn, Sb

Новый минерал, названный по составу, установлен в Узбекистане впервые коллективом исследователей в 1968 г. при изучении шлихов, доставленных М. М. Посоховой из крайней восточной части Северо-Нуратинского хребта, в правых притоках ручья Елкаидай (Николаева, Григоренко, Гагаркина, Цыпкина, 1970). Стистаит утвержден комиссией по новым минералам 10 июля 1969 г. (Бонштедт-Куплетская, 1971).

Минерал встречается в виде хорошо образованных кубических кристаллов (0,02—0,15 мм) со слегка округленными гранями.

Ковкий, цвет светло-серый, блеск металлический, твердость невысокая — 103—127 кг/мм².

В полированных шлифах в отраженном свете кремовато-белый, изотропен, отражение сильное $R = 60,5—82,5\%$.

В концентрированной и 10%-ной HCl нерастворим, в HNO₃ (1:7) растворяется частично, а в концентрированной полностью со вскипанием.

Приводим дисперсию и отражательную способность кубических кристаллов стиستاита.

| Длина вол- ны (λ), мкм | Отража- тельная способно- сть (R), % | Длина вол- ны (λ), мкм | Отража- тельная способность (R), % |
|-------------------------------------|---|-------------------------------------|---|
| 460 | 78,0 | 580 | 81,3 |
| 480 | 79,3 | 600 | 81,5 |
| 500 | 60,5 | 620 | 81,8 |
| 520 | 81,2 | 640 | 82,0 |
| 540 | 81,6 | 660 | 82,5 |
| 560 | 81,5 | | |

Примечание. Дисперсия коэф. отражения (R) замерена в видимой части спектра на приборе ПООС-1 с фотоэлектронным умножителем ФЭУ-27. Монохроматичность света 10 мкм, объектив 21 \times с апертурой 0,40.

Химический состав определен методом электронного микрозондирования на приборе УХА-3А фирмы IEOU (Япония) в ВИМСе В. П. Быковым и Л. С. Дубакиной. Отношение атомных количеств Sb и Sn показывает избыток Sn за счет наличия в кристаллах микровключений самородного олова — 14,85% (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав стистаита

| Эле- мент | Вес. % | Атом- ные ко- личест- ва | Отношения атомных количеств |
|--------------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Sn | 56,9 | 0,479 | 1,35 |
| Sb | 43,1 | 0,354 | 1,0 |

Вычисленный состав минерала: Sn — 49,4%, Sb — 50,6%.

Рентгенограмма стистаита аналогична рентгенограмме для синтетического SnSb (табл. 6) (ХРДС—1—0830). Кристаллическая ячейка — объемно-центрированный куб, $a_0 = 4,15 \pm 0,1$ Å.

Стистаит обнаружен в тяжелой фракции шлихов песчано-сланцевых отложений в сростании с самородным оловом в составе неправильных комковидных и уплощенных агрегатов, содержащих слюду и включения неназванного минерала, отвечающего по составу Cu (Sn, Sb).

Неназванный минерал — Cu (Sn, Sb)

Данный минерал новый, впервые установленный в Узбекистане коллективом исследователей в шлихах из песчано-сланцевых отложений в крайней восточной части Северо-Нуратинского хребта в правых притоках ручья Елкиайдай (Николаева, Григоренко, Цыпкина, 1970; Бонштедт-Куплетская, 1971).

Минерал образует в стистаите микровключения удлиненной и неправильной формы, располагающиеся параллельно граням куба или по октаэдру.

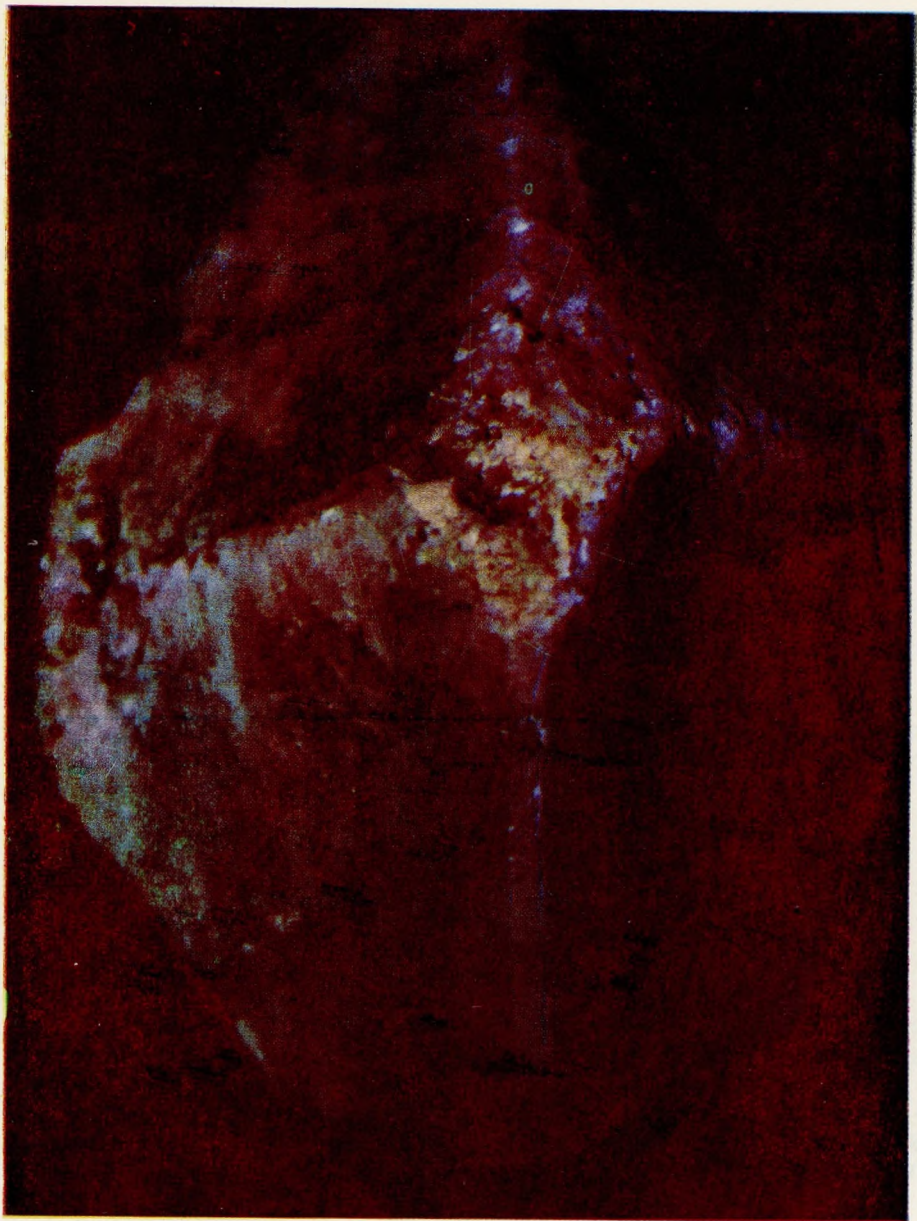


Figure 1. A specimen of the fossil *Ammonoites* from the *Ammonoite* group.



Кристалл шеелита, 5×4 см. Коллекция М. И. Исмаилова.

В полированных шлифах двуотражает в сиренево-розовых тонах; тверже стистаита, анизотропен, R_g' и R_p' при $\lambda=460, 520, 580$ и 660 мкм (%): 68,6, 48,3; 65,8, 44,0; 66,5 и 43,6; 68,6 и 47,3% (дисперсия отражательной способности замерена на приборе ПООС-I с фотоэлектронным множителем ФЭУ-27).

Таблица 6

Рентгенограмма стистаита

| Исследуемый минерал | | | Sn Sb (искусственное соединение) | | Исследуемый минерал | | | Sn Sb (искусственное соединение) | |
|---------------------|----|-------|----------------------------------|------|---------------------|---|-------|----------------------------------|------|
| hkl | I | d | I | d | hkl | I | d | I | d |
| 110 | 10 | 3,09 | 100 | 3,05 | 312 | 1 | 1,082 | 3 | 1,08 |
| 200 | 10 | 2,19 | 80 | 2,16 | 400 | 6 | 1,022 | 5 | 1,02 |
| 211 | 4 | 1,779 | 24 | 1,76 | | 4 | 0,970 | 5 | 0,97 |
| 220 | 4 | 1,537 | 13 | 1,53 | 402 | 4 | 0,925 | 3 | 0,92 |
| 310 | 8 | 1,374 | 28 | 1,37 | 323 | 2 | 0,884 | — | — |
| 222 | 7 | 1,253 | 16 | 1,95 | 422 | 2 | 0,848 | 2 | 0,85 |
| | | | | | 413,510 | 4 | 0,819 | 2 | 0,82 |

Условия съемки: излучение Cu ; 35 кэ; 10 ма, съемка проводилась асимметричным способом с NaCl в камере РКД; ASTM (ХРДС-I-0830). Эталон из картотеки. Аналитики И. П. Тибукин и Л. А. Соколова, Центр. хим. лаборатория МГУ СССР.

Химический состав определен на рентгеновском микроанализаторе зондом типа УХА-ЗА фирмы IEOU (Япония) в ВИМСе, аналитики В. П. Быков и Л. С. Дубакина.

Состав минерала (%): Sn — 56,5; Sb — 8,2; Cu — 33,4; Fe — 0,5; Сумма = 98,6; отношение (Sn+Sb):(Cu+Fe) \approx 1,02; 1,0; Sn:Sb \approx 7:1.

КАРБИДЫ

Когенит — Fe_3C

Когенит обнаружен в предгорьях Ферганской долины в терригенных породах различного возраста: верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и антропогеновых.

Когенит выделяется в виде шариков, «оплавленных палочек», «сосулеч» в тесном сростании с самородным железом. Хрупкий. Микротвердость 543—1145 кг/мм². Сильно магнитен, цвет оловянно-белый с желтоватым оттенком.

Под микроскопом когенит имеет более низкую отражательную способность по сравнению с ферритом: $R=54\%$ при $\lambda=580$ мкм, двуотражает, отчетливо анизотропен.

Рентгеновское изучение шариков подтверждает наличие двух фаз: карбида железа и α -железа.

Когенит встречается в тесной парагенетической ассоциации с ферритом и муассанитом: коренные породы с когенитом еще не установлены. Возможно, ими являются пикритовые порфириды, развитые среди ультраосновных массивов на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов Южно-Ферганского и сопредельных районов.

Муассанит — α -SiC

Муассанит достоверно земного происхождения впервые отмечен в магматических породах Кураминских гор в 1960 г. Р. Г. Юсуповым и Л. В. Луниной. Позже он был обнаружен в мезо-кайнозойских молассах Южной Ферганы (Шабанин и Шабанина, 1969; Николаева, Шабанин и др., 1971). В Чакчарском хребте (Южный Узбекистан) Т. Н. Далимов установил муассанит в липаритах нижнего карбона. Частота встречаемости муассанита в молассах составляет 21%. В магматических породах его содержание достигает 48 г/т (гранитоиды, щелочные породы и основные дайки Кураминской и Байсунской зон), в гранит-липаритовых образованиях пермо-триасового возраста — 0,1—2 г/т (Бабайтагский массив), в липаритах нижнего карбона (Байсун) — 0,1—0,5 г/т.

Муассанит встречается в виде зерен и кристаллов таблитчатого, призматического и ромбоэдрического габитуса, обломки, ветвистые и проволокообразные выделения. Размеры зерен 0,01—2 мм.

Цвет муассанита зеленоватый, серо-голубой, индигово-синий, черный, часто бесцветный. Иногда в одном зерне наблюдается разная окраска. Блеск алмазный, стеклянный или матовый. Излом раковистый. Микротвердость 2080 кг/мм² (среднее из 15 замеров). Минерал анизотропный с очень высоким светопределением ($\gg 2$) и высоким двупреломлением (0,04). Одноосный положительный или аномально двуосный. Удельный вес 3,19 (из магматических образований), 3,21—3,26 (из моласс). В длинноволновых ультрафиолетовых лучах муассанит светлоокрашенный и бесцветный. Люминесцирует в оранжевых и красновато-оранжевых тонах, темноокрашенные и серые разновидности люминесцируют слабо или совсем не светятся. Главные линии на рентгенограммах муассанита из Кураминских гор: 4,21 (4); 3,33 (10); 2,552 (10); 1,549 (10); 1,319 (9); 0,839 (5).

Установлены следующие элементы-примеси (%): Al, Fe — 0,0n—n; Ti, Mg, Ca, Mn, Sr, V, Ni, Zr, Sc — 0,00n—0,0n; Cu — 0,000n—0,00n.

В муассаните постоянно присутствуют включения феррита (α -железо), когенита, иоцита, титаномагнетита и графита.

В коренных породах муассанит находится в парагенетической ассоциации с ферритом, иоцитом, титаномагнетитом, бадделиитом, самородным золотом, медью, оловом, порпечитом и гранатом. Генезис протоматматический.

Спутниками муассанита из моласс являются самородное железо, когенит, магнетит. Содержание других спутников по разрезу меняется. В палеогеновых отложениях отмечается гранат сплессартин-альмандинового ряда, ставролит, кианит, турмалин, рутил; в осадках неогена — гранат и андалузит, а в антропогеновых отложениях присоединяются пироксены, апатит, титанит, рутил и др.

Коренные породы с муассанитом в Фергане пока не установлены. Вероятно, ими являются пикритовые порфириды, которые развиты среди ультраосновных массивов на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов Южной Ферганы; возможны и щелочные интрузии тех же хребтов.

Описанный муассанит с самородным железом и когенитом сходен с муассанитом из алмазонасных кимберлитовых трубок «Мир» и «Айхал». В этом аспекте описанный парагенезис весьма интересен для районов Ферганы.

АРСЕНИДЫ, АНТИМОНИДЫ

Никелин — NiAs

Впервые никелин отмечен в Карамазаре на территории Таджикской ССР как один из редко встречающихся минералов (Романов, 1935; Бетехтин, 1940). В пределах Узбекистана известен на двух объектах: гидротермальном месторождении Актепе Ni-Co-Ag формации и магматогенном Тасказган. В Актепе минерал установлен В. И. Стрельцовым и А. И. Тишкиным, дополнительно исследован М. И. Моисеевой (1969) и Д. А. Сахор. В Тасказгане выявлен К. М. Кромской (1970).

Никелин образует зернистые агрегаты. Зерна удлиненной и неправильной формы размером 0,05—0,2 мм, изредка попадаются призматические кристаллики в Тасказгане. Хрупкий, цвет медно-розовый, блеск металлический. Микротвердость 397—511, средняя — 458 кг/мм² (Тасказган).

В полированных шлифах в отраженном свете желтовато-розовый. Двуотражение сильное. Отражательная способность высокая, близкая к смальтин-хлоантиту. Сильно анизотропен, с ясным цветным эффектом — от розовато-желтого до зеленовато-серого.

Спектральный анализ никелина с Актепе показал следующие результаты: $n\%$ — Ni, Co, As, Fe; $0, n\%$ — Pb, Ca, Zn, Bi, Cu, Mn; $0,00n\%$ — Ag.

Рентгенограмма никелина из Тасказгана отвечает эталону. Главные линии: 2,650 (10); 1,958 (10); 1,810 (8); 1,328 (7); 1,032 (9).

В Тасказгане никелин образует вкрапленность в зонах гидротермального измененного графитизированного габбро совместно с пирротином и пентландитом. Он замещается герсдорфитом.

В Ni-Co-Ag месторождении Актепе минерал образует скопления в карбонатных жилах. Местами нарастает на кристаллы смальтинхлоантита.

Брейтгауптит — NiSb

Брейтгауптит — минералогическая редкость на никель-графитовом месторождении Тасказган.

В полированных шлифах в отраженном свете густо-розового цвета с коричневым оттенком. Обладает двуотражением, анизотропный. По рельефу близок никелину. Микрохимически в нем установлены Sb и Ni.

Брейтгауптит образует тонкую вкрапленность в зонах графитизированного габбро размером в сотые доли миллиметра в виде востков в зернах никелина, который в свою очередь находится в сростках с герсдорфитом и пентландитом.

Графический характер востков брейтгауптита в никелине дает основание полагать, что они образовались одновременно. Местами в ульманните наблюдаются реликты брейтгауптита в виде едва различимых точек.

Леллингит — FeAs₂

Со-леллингит

В коллекции Минералогического музея АН СССР хранится образец леллингита из Ферганской области, полученный от В. Н. Вебера (Бетехтин, 1940). Не исключено, что этот образец взят из Актепинского Ni-Co-Ag месторождения, находящегося по старому административному делению в Ферганской области.

В последующие годы был сделан ряд указаний на наличие леллингита в Табошаре (Кириков, Горшков, 1935), в магнетитовых скарпах Кармазара (Карпова, 1944), но минерал не диагностирован.

Довольно крупные скопления леллингита вторично выявлены В. А. Стрельцовым и А. И. Тишкиным в месторождении Актепе и дополнительно исследованы М. И. Моисеевой и Д. А. Сахор (Моисеева, 1969). И. М. Голованов установил минерал в скарново-золоторудном

месторождении Бозымчак в Чаткальском хребте, Е. А. Конькова (1964) — в Алтынтопкане, Г. С. Мещанинова и Е. З. Мещанинов (1971) — в Алмалыке.

Леллингит слагает зернистые агрегаты. В полированных шлифах отчетливо видны мелкие идиоморфные кристаллики с остро ромбическими сечениями в виде характерных тройниковых срастаний в форме шестилучевых звездочек и радиально-лучистых агрегатов (рис. 16). Размер кристалликов обычно выражается в десятых и



Рис. 16. Звездчатые сrostки леллингита. Месторождение Актепе. Полированный шлиф, ув. 210.

Таблица 7

Химический состав леллингита из Актепе, вес. %

| Компонент | 181-ш | 2691 | 3011 | Б/н |
|-------------------------------|----------------|--------|--------|-------------------------------------|
| Fe | 22,96 | 22,82 | — | 17,72 |
| Co | 1,03 | 1,24 | — | 2,16 |
| Ni | 0,67 | 0,65 | — | 0,80 |
| Ag | 1,58 | 0,01 | 4,34 | — |
| Au | 0,00 | 0,00 | 0,10 | — |
| As | 58,80 | 59,40 | — | 63,60 |
| Se | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | — |
| Te | 0,0000 | Сл. | Сл. | — |
| Нераст- воримый остаток | 6,80 | 8,70 | — | 7,91 |
| Сумма | 91,84 | 92,82 | — | 92,19 |
| Лаборатория | МГ УзССР | | | — |
| Аналитик | Т. Т. Мухова | | | — |
| Авторы | Моисеева, 1969 | | | В.А. Стрельцов А.И. Тишкин |

сотых долях миллиметра (0,03—0,5 мм) и редко достигает 1—2 мм. Е. А. Конькова (1964) отмечает в Алтынтопкане кристаллы копьевидной формы величиной до 2 см.

Цвет минерала стально-серый, блеск металлический. Удельный вес 7,427 (Алтынтопкан), 7,18 (Алмалык). Микротвердость 584—641, средняя 607 кг/мм² (Актепе), 635 кг/мм² (Алмалык).

В полированных шлифах в отраженном свете белый, отражательная способность выше чем у пирита: Rg=57,6%, Rp=54,2% (Алмалык). Двухотражение среднее, с цветным эффектом от синевато-белого до желтоватого. Анизотропия сильная, тоже с цветным эффектом от небесно-голубого до коричневатого-желтого. Минерал травится насыщенным раствором FeCl₃ и HNO₃.

По химическому составу леллингит из Актепе отвечает кобальтсодержащей разности с небольшой примесью Ni и Ag. К сожалению, анализы неполные и недостаток суммы анализируемых компонентов до 100% обязан, вероятно, примеси серы, которая не была определена (табл. 7). По данным спектрального анализа, леллингиты из Алтынтюпкана имеют низкое содержание кобальта и отвечают обычной разности. Кроме элементов, определенных химическим путем, спектральным анализом выявлена еще примесь Sb, Bi, Pb, Cu, Zn, Mn. Примеси Ni и Co характерны только для Актепе, Sb и Bi изоморфны с As, а остальные обязаны вроскам посторонних минералов.

Рентгенограммы леллингита из Актепе отвечают эталону кобальтсодержащей разности, а из Алтынтюпкана — обычному леллингиту.

Леллингит — гидротермальный минерал. В Актепе он отмечен в виде вкрапленности и гнезд в кварц-карбонатных жилах мощностью до 30 см в тесной парагенетической ассоциации с диарсенидами Ni и Co, самородными элементами Ag, Bi, As и другими. Леллингит выделяется после сульфидов, сульфосолей, диарсенидов Ni и Co и самородных элементов.

В Алтынтюпканском рудном поле леллингит встречается в значительных количествах вместе с арсенопиритом в кварц-кальцитовых жилах. В Алмалыке находится в зоне дробления среди флогопитизированных карбонатных пород в ассоциации с пиритом и галенитом.

Саффорит — (Co, Fe)As₂

Установлен В. А. Стрельцовым на месторождении Актепе в Кураминском хребте в качестве редкого минерала. В отраженном свете белый с голубоватым оттенком. Отражательная способность высокая. Двуотражение заметно в иммерсии от бледно-голубого до желтоватого. Сильно анизотропен.

Образует характерные мелкие сростки в виде шестилучевых звездочек (тройники) в герсдорфите.

Встречается в карбонатных жилах в тесной ассоциации со смальтином, хлоантитом, раммельсбергитом, никелином, леллингитом, самородным серебром и висмутом.

Раммельсбергит — NiAs₂

Раммельсбергит известен в Узбекистане на месторождении Актепе в Кураминском хребте (данные В. А. Стрельцова, А. И. Тишкина, Д. А. Сахор, М. И. Моисеевой) как распространенный минерал.

Выделяется в виде мелкозернистых агрегатов, состоящих из неправильных зерен размером 0,2—0,3 мм, иногда волокнистых и колломорфных масс.

Цвет оловянно-белый, блеск металлический, черта серовато-черная. Микротвердость 416—572, средняя 499 кг/мм².

Оптические свойства минерала: белый, отражательная способность высокая, двуотражение очень слабое, заметное только в иммерсии, сильно анизотропен с цветным эффектом от темно-голубого до бурого. По относительному рельефу неотличим от смальтин-хлоантита. Полированная поверхность раммельсбергита в шлифах шероховатая с многочисленными выбоинами. Из стандартных реактивов травится HNO₃ и FeCl₃.

По данным спектральных анализов в минерале выявлены следующие ведущие элементы и примеси: много — Ni, As; ∞ 1% — Co, Mg; 0, n% — Cu, Pb, Sb; 0, 0n% — Ag, Zn, Cr, Mo, Mn; 0, 00n% — Ba; сл. — Be.

Раммельсбергит образует почковидные скопления в карбонатных жилках и корочки с натечно-бугристой поверхностью (рис. 17). Он замещает смальтин-хлоантит и самородное серебро. Волокнистые корочки его обрастают зерна смальтина и леллингита. Встречается в парагенезисе со смальтин-хлоантитом, никелином, леллингитом, самородным серебром, сурьмой, висмутом, мышьяком.

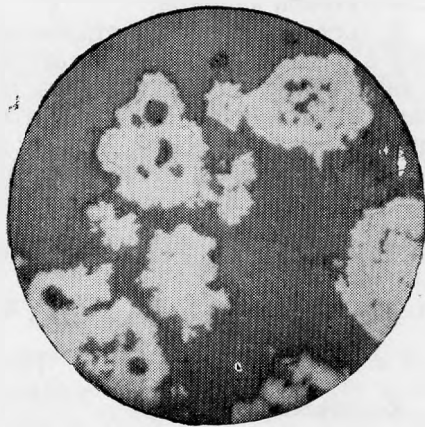


Рис. 17. Почковидные агрегаты раммельсбергита, содержащие в центре корродированные зерна самородного серебра. Месторождение Актепе. Полированный шлиф, ув. 40.

Смальтин-хлоантит — (Co, Ni)As_{3-x} — (Ni, Co)As_{3-x}

Минералы смальтин-хлоантитового состава известны в Узбекистане на двух объектах в Кураминском хребте: на Pb-Zn месторождении Кургашинкан (Бадалов, Прихидько, 1956; Бадалов, 1965) и на Актепе (данные В. А. Стрельцова, А. И. Тишкина, Д. А. Сахор, М. И. Моисеевой).

Минерал представлен кристаллами кубо-октаэдрического габитуса размером 0,3—0,5 мм (Актепе) и мелкозернистыми агрегатами. Цвет стально-серый, блеск металлический, хрупкий. Микротвердость 376—537, средняя 477 кг/мм² (Актепе). Спайность заметна в двух направлениях.

В полированных шлифах белого цвета с высокой отражательной способностью, несколько выше, чем у леллингита. Изотропный. Кристаллы обычно зонального строения, причем отдельные зоны несколько различаются по относительному рельефу. Для Актеле характерны также концентрически зональные почковидные агрегаты с наружной леллингитовой каемкой.

В составе минерала отношение катионов к мышьяку (и изоморфными с ним анионами) отвечает хлоантит-смальтиновому ряду. Преобладание никеля над кобальтом позволяет отнести его к хлоантиту. Причем кургашинканский хлоантит содержит в своем составе никеля больше, чем актепинский. В обоих проанализированных разностях имеется заметная примесь Fe, изоморфная с Ni, а также Co, Sb и S изоморфные с As (табл. 8). Формулы минерала:

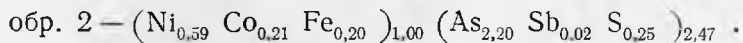
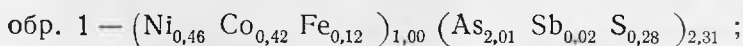


Таблица 8

**Химический состав
хлоангита, вес %**

| Компонент | Актеле (Моисеева, 1969) | Кургашин- кан (Бада- лов и др., 1956) |
|---------------|-------------------------------|--|
| Co | 11,40 | 5,21 |
| Ni | 11,40 | 14,96 |
| Fe | 2,95 | 4,78 |
| Ag | 0,019 | — |
| Au | 0,00 | — |
| As | 69,00 | 70,49 |
| Sb | 1,14 | 0,78 |
| S | 4,07 | 3,56 |
| Se | Сл. | — |
| Te | Сл. | — |
| Сумма | 99,979 | 99,78 |
| Анали- тик | Т. Т. Му- хова | П. Л. При- хидько |

По данным спектрального анализа в хлоантите в ничтожных количествах обнаружены примеси Cu, Zn, Pb, Bi, Mo, Mn.

Рентгенометрически установлено полное совпадение линий хлоантита из обоих месторождений с эталоном. Для хлоантита из Кургашинкана вычислен размер ячейки — $a = 8,25 \text{ \AA}$, структура центрированная.

В Актеле хлоантит встречается в ассоциации с другими арсенидами Ni, Co и Fe и самородными Ag, As, Sb, Bi. Он входит в состав жил и прожилков диарсенидно-карбонатного состава. Выделился раньше леллингита, серебра и маухерита. Местами отдельные зоны в нем замещаются раммельсбергитом, а катаклазированные обломки хлоантит-смальтина сцементированы кварцем.

В Кургашинкане хлоантит представлен прожилком мощностью 4—5 см в хлоритизированной изверженной породе вблизи тел. Хлоантит раздроблен и сцементирован кальцитом.

Нахождение хлоантита в тесном парагенезисе с герсдорфитом является минералогической особенностью Кургашинкана.

СУЛЬФИДЫ

ПРОСТЫЕ СУЛЬФИДЫ

Аргентит β -Ag₂S. Акантит α -Ag₂S

Соединение Ag₂S известно в двух полиморфных модификациях: высокотемпературной кубической — аргентит, устойчивой при температуре выше 179° и низкотемпературной — акантит, образующейся ниже 179° (Минералы, т. I, 1960).

При обычных исследованиях эти два минерала различить трудно и часто за аргентит принимают акантит или параморфозы акантита по аргентиту.

Аргентит и акантит, по данным многочисленных исследователей, известны в рудных месторождениях Кураминского хребта, в колчеданно-полиметаллических Южного Узбекистана и в Центральных Кызылкумах.

Аргентит образует микроскопические вкрапления, и только в Канджоле и Актепе встречается в количествах, видимых на глаз. По данным В. М. Турлычкина в Канджоле аргентит слагает мелкие кристаллики кубической формы с подчиненными гранями октаэдра размером до 2 мм, плотные порошковатые массы и проволочные образования (псевдоморфозы по серебру).

Минерал свинцово-серого и черного цвета, в свежем изломе серебристо-белый, быстро на свету тускнеющий. Мягкий, гибкий и ковкий. Микротвердость 97 (Актепе), 44—70 кг/мм² (Канимансур), 44—65 кг/мм² (Чукурджилга).

В полированных шлифах светло-серый со слабым зеленоватым оттенком, R=35%. Двуотражение и анизотропия очень слабые, заметны лишь в иммерсии, внутренних рефлексов нет. Аргентит оптически неотличим от акантита.

Аргентит растворяется в HNO₃ и положительно реагирует с серебром и серой. По данным спектрального анализа, акантит содержит кроме серебра примеси Cu, Mg, Zn, Cd, Hg, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Mn, Fe, Co, Ni в количестве 0,00n — 0,n%.

Рентгенометрические исследования минерала из Актепе показали хорошую сходимость главных линий с эталоном акантита: 2,605 (8); 2,435 (8); 2,378 (10). Основные линии рентгенограммы акантита с месторождения Высоковольтное (Центральные Кызылкумы): 2,61 (10); 2,44 (10); 3,42 (8); 3,12 (18); 2,86 (8) (Паздерский и др., 1971).

Описываемый минерал известен на многих полиметаллических, золотых, Ni-Co-Ag месторождениях Кураминского хребта: Канджоле, Табошаре, Чукурджилге, Канимансуре, Тарыэкане, Замбараке, Такели,

Алтынтопкане, Кочбулаке, Актепе, Кансае, Акташкане, Лашкереке и других.

Из двух полиморфных разновидностей аргентит на всех месторождениях образует однотипные выделения в виде тонких включений и просечек в галените, реже в блеклой руде, размером 0,01—0,05 мм, не превышающих 0,1—0,5 мм. По данным В. М. Турлычкина, в Канджоле имеются самостоятельные скопления кристалликов аргентита в пустотах в кальцитовых жилах в ассоциации с пираргиритом. Аргентит распространяется на значительную глубину и сопровождается первичными сульфидами.

Вторая полиморфная разновидность — акантит — приурочена к зонам вторичного сульфидного обогащения и к низам зоны окисления и сопровождается ковеллином, халькозином, англезитом, церусситом, купритом, самородным серебром. Акантит образует порошковатые налеты, каемки вокруг сульфидов (галенита и блеклой руды) и просечки в них. С акантитом связаны значительные скопления серебра в зонах вторичного сульфидного обогащения в Восточно-Карамазарских полиметаллических месторождениях, Такели, Лашкереке и Актепе. (Вольфсон, 1936; Дунин-Барковский, 1958; Маисеева, 1969). Из этих зон почти весь акантит был отработан древними рудокопами.

В Южном Узбекистане аргентит встречается в колчеданно-полиметаллических месторождениях Южный Карасан и Буары (Панкратьев, Михайлова, 1971), где он образует тончайшие каемки (0,001 мм) по краям выделений галенита и полибазита и вместе с бурнонитом включения размером 0,08 мм между зернами галенита.

Акантит на золотом Высоковольтном месторождении в Центральных Кызылкумах представляет собой один из распространенных сульфидов в кварцевых жилах. Он находится в парагенетической ассоциации с пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, золотом (Паздзерский, Паздзерская, 1971).

Халькозин — Cu_2S

На территории республики встречается два типа халькозина: гипогенный и гипергенный. Гипогенный отмечен в кварц-карбонатно-баритовых жилах Новошахского месторождения в юго-западных отрогах Чаткала, в карбонатно-флюоритовых жилах Дудесайского рудопроявления в Северном Чаткале и в кварц-борнитовых жилах Дандон-Чокана (Гиссар). Гипергенный халькозин — обычный минерал зоны вторичного сульфидного обогащения медных, полиметаллических и многих других месторождений. Наиболее крупные скопления он образует в зоне окисления Кальмакырского месторождения, в меньшей степени — в Дальнем и на Сарычеку.

В Кальмакыре выделяется две разновидности гипергенного халькозина: сажистая и плотная. Сажистый халькозин, образующийся в результате замещения пирита, по данным М. И. Моисеевой, ассоциирует с теноритом. Плотный халькозин — результат замещения халькопирита и других сульфидов. При окислении халькозин переходит в куприт, малахит, брошантит, тенорит и другие минералы. Халькозин приурочен к зоне вторичного сульфидного обогащения. На месторождении Кальмакыр количество вторичных сульфидов меди (в основном халькозина) составляет 60—80%.

По данным химических анализов, помимо ведущих элементов в халькозине имеется изоморфная с медью примесь Fe и Zn.

Приводим химический состав гипергенного халькозина (вес. %).

| Компонент | Кальмакыр, 1345 - Бк | Джурджу- рек, 1033 - Д |
|-----------|-------------------------|---------------------------|
| Cu | 79,12 | 79,70 |
| Fe | 0,27 | 0,86 |
| Zn | 0,02 | 0,40 |
| S | 20,88 | 19,90 |
| Сумма | 100,29 | 100,86 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Министерства геологии УзССР.

Из редких элементов в халькозине Кальмакыра установлены (г/т): Se — 22, Te — 10, Tl — 5—6, Au — 3—4, Ag — 30—40. Спектральным анализом обнаружены Sr, Ba, Zn, Mo, Sn, Bi.

Пентландит — (Fe, Ni)₉S₈

Выявлен в 1949 г. А. Б. Баталовым, изучен К. М. Кромской (1970) на никель-графитовом месторождении Тасказган в Центральных Кызылкумах. Пентландит — главный никелевый минерал месторождения и концентрат кобальта. Кроме того, в протолочных пробах из основных пород Тамдынского массива отмечены единичные зерна описываемого минерала (Хамрабаев, Мусаев, Лихойдов, 1962).

В Тасказгане пентландит выделяется в виде изометричных, пластинчатых и неправильных зерен размером 0,02—0,8 мм.

Цвет розовато-желтый, блеск металлический, твердость около 4, хрупкий. Спайность по октаэдру совершенная.

В полированных шлифах светло-кремовый с коричневым оттенком, изотропный, двуотражение отсутствует. Отражательная способность высокая.

Химическим анализом в минерале установлены Ni—33,0 и 35,13%, Co—0,85 и 0,80%. Количество никеля отвечает теоретическому значению, а кобальт изоморфен с никелем. Спектральным анализом выявлена примесь Cu (0,0n%) и Ag (0,00n%).

Пентландит на месторождении Тасказган имеет несколько генетических типов. Первый представляет собой сингенетическую вкрапленность во всех разновидностях габброидных пород в виде округлых зерен размером 0,02—0,8 мм и пластинчатых выделений в пирротине в ассоциации с халькопиритом. Второй тип приурочен к зонам измененного графитизированного габбро, в котором минерал образует вкрапленность размером 0,1—1,5 мм и пламенеобразные выделения в пирротине. Пентландит в этих зонах в значительной мере замещен виоларитом и бравонитом.

Третий тип представлен короткими микропрожилками в ассоциации с магнетитом в петельчатых трещинах измененного оливина, образующихся при серпентинизации оливина в результате переотложения высвободившегося никеля в присутствии серы.

Галенит — PbS

Галенит относится к числу ведущих рудных минералов в Кураминском хребте, определяющем главные черты металлогенического облика района. Минерал известен с древнейших времен (X—XI в.), когда был главным объектом добычных работ. Главные полиметаллические месторождения — Алтынтопкан, Кургашинкан, Курусай, Джангалык, Кансай, Гудас, Восточно-Карамазарская группа.

Крупные месторождения галенита известны в Чаткальском хребте (Сумсар), в Западном Узбекистане (Учкулач), своеобразные колчеданно-полиметаллические — в Южном Узбекистане, не считая широко распространенных мелких рудопоявлений в перечисленных регионах.

Галенит изучен довольно хорошо. Многочисленные сведения о минерале нашли отражение в работах большого коллектива минералогов, геохимиков и геологов.

Распределению редких, рассеянных и благородных элементов в галенитах также посвящено много работ.

Галенит образует крупно- и мелкозернистые агрегаты. Размер зерен в первых разновидностях достигает 6—7 см, а во вторых — выражается в десятых долях миллиметра. Самый крупнозернистый галенит приурочен к кварц-барит-флюоритовым жилам Наугарзана и Кенкола (Кураминский хр.) Интересны крупные (до 10—15 см) радиально-лучистые псевдоморфозы галенита по пироксенам в скарново-полиметаллических месторождениях того же региона.

Мелкие кристаллики галенита в виде комбинации куба и октаэдра, куба и ромбододекаэдра (1,5 мм) отмечены в кварцевых друзочках золоторудного месторождения Кочбулак (Маркова, 1969) октаэдры и комбинации куба с октаэдром (0,1—0,2 мм) на буроугольном месторождении Ангрэн (Садыков, 1958; Петров, Рубанов, 1960; Николаев, 1968) (рис. 18). Кубические кристаллы галенита размером до 5 см встречаются на мышьяковом месторождении Каптархана в Такели (Вольфсон, 1936), а размером до 15 см в Каиджоле (по данным В. М. Турлычкина).

Тонкозернистые разности галенита, так называемые свинчаки, состоят из зерен размером в десятые и сотые доли миллиметра изомет-

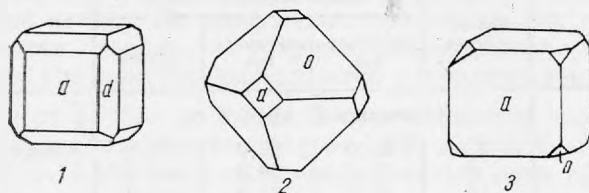


Рис. 18. Формы кристаллов галенита из золоторудного месторождения Кочбулак (1—2) и Ангрена (3).

ричной и эллипсоидальной формы, придающих скоплениям гранобластовую и часто параллельную текстуру со следами течения. Свинчаки локализуются в зонах смятия. Прослеживаются все стадии пластической деформации и перекристаллизации грубозернистого галенита с превращением его в полосчатые тонкозернистые агрегаты.

Характерна спайность в галените по кубу и только в галенитах Перевального месторождения, по данным М. М. Болдыревой (1966), отмечается еще отдельность по октаэдру, которая свойственна висмутсодержащим разностям.

Цвет галенита стально-серый, блеск сильный, металлический. Минерал мягкий, отмечается колебание микротвердости галенита из разных месторождений, что обусловлено, видимо, тончайшими микровключениями в связи с различными изоморфными примесями (табл. 9). Удельный вес 7,35—7,80. Отклонение от теоретического значения обусловлено включениями тонких вростков минералов, утяжеляющих галенит (аргентит, самородное серебро), или облегчающих его (пирит, сфалерит, блеклая руда и др.), а также изоморфными примесями.

Несколько образцов галенита из Наугарзана были облучены мощной дозой γ -лучей. Цвет галенита после облучения не изменился, но в некоторых случаях наблюдалось голубое и зеленое свечение.

Химический состав галенитов из разных месторождений изучен довольно хорошо различными методами: пробирным, полярографическим, спектральным, химическим анализами. Выполнено 76 полных химических анализов галенита и около 3500 частных определений на редкие, рассеянные и благородные элементы (табл. 10, 11).

Галениты Кураминского хребта содержат много примесей. К числу постоянных относятся Zn, Cu, Fe, Bi, Sb, As, Ag, Se, Te.

Таблица 9

Микротвердость галенита

| Месторождение | Кол-во замеров | Микротвердость, кг/мм ² | | | Автор |
|--------------------|----------------|------------------------------------|--------------|---------|---|
| | | минимальная | максимальная | средняя | |
| Кураминский хребет | | | | | |
| Кенкол | 22 | 64,0 | 89,0 | 76,9 | Моисеева, 1969 |
| Наугарзан | 8 | 61,0 | 80,0 | 66,4 | |
| Гудас | 10 | 52,0 | 83,0 | 65,9 | |
| Чукурджилга | 24 | 49,0 | 83,0 | 66,0 | |
| Такели | 6 | 61,7 | 89,5 | 78,1 | |
| Актеле | 6 | 74,6 | 94,8 | 83,0 | |
| Наугарзансай | 20 | 73,0 | 93,5 | 81,0 | |
| Лашкерек | 6 | 92,7 | 94,1 | 93,2 | |
| Кальмакыр | 2 | 72 | 75 | 73,5 | |
| Курусай | 300 | — | — | 83,0 | |
| Чокадамбулак | — | 54,2 | 88,7 | — | Дунин-Барковский, 1959 Рузматов, 1961 Сазонов 1964, 1962 Багрова, 1966 Лебедева, 1969 |
| Туранглы | — | 60 | 82 | — | |
| Южный Узбекистан | | | | | |
| Хандиза | — | 75 | 103 | 83 | Панкратьев, Михайлова, 1971 |

Часть из них обязана тонким вроскам различных минералов, другие — изоморфным замещениям.

Состав примесей, их количественное содержание и встречаемость отражает генетическое своеобразие месторождений и специфичность состава руд.

Основная масса висмута в регионе связана с галенитом. Из 381 анализа только в 15% проб висмут отсутствует. Количество его в галените колеблется от 5—10 г/т до 5%. Содержание висмута убывает от наиболее высокотемпературных галенитов к низкотемпературным. Если в галенитах скарново-магнетитовых, скарново-полиметаллических и медно-молибденовых месторождений примесь висмута выражается в тысячах граммов на тонну, то в галенитах прожилково-вкрапленных

полиметаллических месторождений в эффузивах, в жильных кварц-барит-флюорит-полиметаллических, кварц-полиметаллических и золото-рудных субвулканических — в сотнях граммов на тонну, а в стратиформных полиметаллических уже в единицах грамм на тонну или совсем отсутствует (табл. 11).

Форма нахождения Bi в галените двойкая. Подавляющая часть присутствует за счет твердого раствора α -матильдита в галените, как это установлено многими исследованиями. Замещение осуществляется по схеме: $2\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{Ag}^+ + \text{Bi}^{3+}$. Об этом свидетельствует факт постоянной ассоциации висмута с серебром. Только в единичных пробах установлено наличие висмута без серебра (в двух из 133 проб). Замещение свинца в галените серебром и висмутом сопровождается изменением размера элементарной ячейки. По данным экспериментальных исследований, параметр решетки галенита из скарново-полиметаллического месторождения Перевальное заметно уменьшается с увеличением в нем содержания Bi и Ag от 5,9350 до 5,9128 Å при колебании содержания Bi от 0,06 до 5,00% и соответственно Ag от 0,026 до 2,00%. Только при содержаниях Bi 2,5—5,5% были обнаружены мельчайшие вроски висмутита и виттихенита, но на долю этих включений приходится лишь десятые доли процента от общего содержания висмута в минерале (Болдырева, Чернышева, 1965). На других месторождениях изредка отмечались прорастания галенита висмутовыми минералами.

Галенит играет важнейшую роль в геохимическом поведении висмута, как его рассеиватель. Только при отсутствии галенита или при насыщении его изоморфной емкости висмутом, достигаются благоприятные условия для образования собственно висмутовых минералов.

Особые условия создаются в некоторых золоторудных субвулканических месторождениях (Кочбулак, Бургунда). В них теллуриды висмута (тетрадимит) образуют вроски в галените при обеднении растворов серой.

Галениты Кураминских гор сереброносны. Содержание в них серебра составляет от 20—80 г/т до 1,4—1,7%. Основная масса серебра в данном регионе связана с галенитом. Максимальная концентрация серебра приурочена к галенитам прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождений в эффузивах и близкая к нему концентрация серебра достигнута в мышьяковых галенитах скарново-магнетитовых, золоторудных и скарново-полиметаллических месторождений. Она выражается тысячей грамм на тонну или близкой к этому значению величиной (в среднем 1148—1403 и 710). В остальных месторождениях содержание серебра в галените составляет сотни грамм на тонну (584—372) и самое низкое в галените из касситерит-сульфидного месторождения Наугарзансай (104 г/т). Часть серебра связана с твердым раствором α -матильдита в галените, а другая — наибольшая — обязана

Таблица 10

Распределение редких, рассеянных и благородных элементов в галените из месторождений различных формаций, г/т

| Генетический тип рудных месторождений | Au | Ag | Bi | Sb | As | Hg | Se | Te | Tl | In | Ga | Cd |
|---|--------------|---------------|---------------|---------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|-------------|
| Кураминский хребет | | | | | | | | | | | | |
| 1. Скарново-магнетитовые | 3,6 (11) | 1148 (12) | 1970 (24) | 138 (18) | 722 (10) | — | 336 (8) | 65 (8) | 1 (5) | 0(2) | — | 148 (4) |
| 2. Скарново-полиметаллические | 0 (62) | 734 (101) | 1064 (130) | 1023 (149) | 164 (4) | 0,5 (14) | 150 (61) | 68 (58) | 4 (26) | 5,2 (29) | — | 160 (1) |
| 3. Полиметаллические в измененных известняках | 0,3 (10) | 540 (10) | 1163 (4) | 475 (4) | — | — | 128 (5) | 82(5) | 2 (5) | 3,8 (2) | — | — |
| 4. Мышьяковские и мышьяк-полиметаллические | 0(6) | 1267 (6) | 140 (4) | 1035 (4) | 366 (3) | — | — | — | — | — | — | — |
| 5. Медно-молибденовые с золотом, прожилково-вкрапленные в пропилитизированных породах | 6,3 (8) | 476(7) | 931 (7) | — | — | 13 (2) | 138 (10) | 43(9) | 0,4 (10) | 11 (11) | 9 (9) | — |
| 6. Касситерит-сульфидные-прожилково-вкрапленные в пропилитизированных андезитовых порфиритах | 0(8) | 104(8) | — | — | — | — | 40 (4) | 9(4) | 0,8 (4) | Сл. (1) | — | — |
| 7. Полиметаллические прожилково-вкрапленные в пропилитизированных эффузивных породах и аркозовых песчаниках | 0,1 (104) | 1403 (132) | 179 (143) | 1243 (142) | 934 (78) | — | 3,7 (96) | 3,8 (85) | 0,7 (30) | — | 2(4) | 200 (20) |
| 8. Кварц-барит-флюорит-полиметаллические, кварц-барит-полиметаллические, кварц-полиметаллические жильные | 0(81) | 372 (83) | 167 (39) | 209 (31) | 579 (25) | — | 9,5 (46) | 2(46) | 0,1 (42) | Сл. (17) | — | 105 (2) |
| 9. Медно-висмутовые (хлорит-гематит-халькопирит-висмутовые) | 0,4 (5) | 425 (17) | 166 (21) | 458 (27) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 10. Золоторудные субвулканические (жильные) | 24,5 (11) | 1300 (10) | 158 (7) | 4277 (3) | — | — | 367 (14) | 512 (14) | — | 0,7 (2) | 4 (1) | 305 (4) |
| 11. Ni—Co—Ag | 0 (2) | 518 (2) | — | — | — | — | 5 (1) | 0 (1) | Сл. (1) | — | — | — |
| 12. Свинцово-цинковые прожилково-вкрапленные в известняках (стратиформного типа) | 0 (5) | 584 (5) | 5 (2) | 463 (11) | 417 (7) | — | — | — | — | — | — | — |

Чаткальские горы

| | | | | | | | | | | | | |
|---|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|---|-------------|-------------|-------------|------------|---|---|
| 13 Скарново-рудные | 0,00 (52) | 1766 (61) | 4660 (50) | 195 (30) | 280 (21) | — | 195 (43) | 534 (48) | 2(33) | 40 (37) | — | — |
| 14 Жильные кварц-карбонат-полиметаллические, барит-галенитовые, кварц-флюоритовые и др. | 0,00 (18) | 70 (29) | 688 (13) | 900 (18) | 15 (21) | — | 15 (12) | 9(29) | 0,2 (24) | — | — | — |
| 15 Стратиформные свинцово-цинковые | 0,0 (15) | 200 (16) | 3,6 (20) | 400 (2) | — | — | 42(3) | 10(11) | 13(13) | — | — | — |

Западный Узбекистан

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|-------------|-------------|--------|--------|-------|------------|------------|------------|------------|---|---|---|
| 16 Стратиформные свинцово-цинковые | 0,0 (24) | 190 (23) | 27 (6) | 70 (5) | 0 (4) | 4,5 (2) | Сл. (4) | Сл. (4) | 14 (10) | — | — | — |
|------------------------------------|-------------|-------------|--------|--------|-------|------------|------------|------------|------------|---|---|---|

Южный Узбекистан

| | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---|-------------|------------|-------|-------|---|---|
| 17 Колчеданно-полиметаллические | 0,05 (44) | 451 (45) | 890 (36) | 240 (19) | 271 (18) | — | 610 (27) | 18 (34) | 6(50) | 2(16) | — | — |
|---------------------------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---|-------------|------------|-------|-------|---|---|

Примечание. 540 (10)—среднее содержание в 1 г/т (число проб).

1. Туранглы, Чокадамбулак, Янгикан, Гавасай (Нечелюстов, Попова и др., 1961, 1963; Тарасов, 1962; Багрова, 1966; Малахов, 1963, 1968; Нестерова, 1958); 2. Кургашикан, Накпай, Главная рудная зона и Северный Алтынтопкан, Ташгезе, Перевальное, Мышиккол, Пайбулак, Чалата, Ташбулак, Курусай I и II, Орлиная горка, Тутлы I, Джаугалык, Центр. Кансай и др. (Бадалов, 1965; Бадалов, Еникеев, 1959, 1968; Куликова, 1966; Исмаилов, 1958; Еникеев, 1959; Фурсов, 1968; Нечелюстов и др., 1969; Сквалецкая, 1961; Болдырева, Чернышева, 1965; Болдырева, 1964; Малахов, 1968; Моисеева, 1969; Сазонов, 1962; Минцер, 1961, 1963); 3. Северный Кантау, Окурдаван, Кулемес, Балыкты, Королево (Куликова, 1966; Вольфсон, 1961; Бадалов, 1965; Малахов, 1968; материалы З. М. Протодьяконовой); 4. Гайнаккан, Западная Каптархана (Моисеева 1969); 5. Кальмакыр, Дальнее (Бадалов, Турсебеков, 1970, Голованов, АLEXINA, 1969); 6. Наугарзансай (Моисеева, 1969) 7. Лашкерек, Чукурджилга, Замбарак, Канимансур, Караташкотан, Айгырбулак, Учочак, Сассыксай, Канджол (Моисеева, 1969; Нечелюстов, Попова и др., 1961; Малахов, 1963; Королева, Кормилицын и др., 1969; Еникеев, 1956; Бадалов, Касымов, 1961; Турлычкин, 1964); 8. Наугарзан, Кенкол, Каскана, Баритовая горка, Гудас (Моисеева, 1969; Малахов, 1963, 1968; Нестерова, 1958; Козырев и др., 1959; Еникеев, 1959; Минцер, 1969); 9. Тарыэкан, Акташкан (Минцер, 1969; Малахов, 1968; Еникеев, 1959); 10. Кочбулак, Бургунда, Чадак (Маркова, 1969; Королева и др., 1966, Моисеева, 1969); 11. Актеле (Моисеева, 1969); 12. Курусай III, Калканата (Моисеева, 1969; Абрамович, 1968); 13. Мискан, Кошмансай, Джурджурек, Найза-Тугай, Кумышкан, Тешексай (Воронич и др., 1970; Дунин-Барковская, 1969); 14. Нижнекокxуйское, Молодежное, Кулосья, Келинчак, Захтансай, Коксубаши, Лачинхана, Кызылкия, Танаберды, Богучелпек, Уйсай, Дудесай, Аурахмат, Агата, Чибаргат ы, (Каххаров, 1968; Бадалов, Землянов, 1963; Попова, Минцер, 1964; Максудов, 1969; Дунин-Барковская, 1969); 15. Сарыка, Толбулак, Сумсар, Верхнекокxуйское (Воронич и др., 1969; Дунин-Барковская, 1969; Озерова, Айдиньян, 1966; Малахов, 1968); 16. Уччулач, Дальнее (Чеботарев, 1965); 17. Южный Карасан, Хандиза, Харкуш, Кызылсай, Чангар, Гуруд I и II, Апжур, Судукуль, Вуары, Майдансай, Чорнова, Кызылсай, Чекмень-Куюнды (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Изотопный состав свинца галенитов в месторождениях Узбекистана

| Месторождение | Генетический тип | Рb 206 | Рb 207 | Рb 208 | Автор |
|---------------------------------|--|--------|--------|--------|--|
| | | Рb 204 | Рb 204 | Рb 204 | |
| | Кураминский и Чаткальский хребты | | | | |
| Сумсар (6 обр.) | Стратиформные прожилково-вкрапленные полиметаллические руды в известняках девона | 17,65 | 15,45 | 38,26 | Тугаринов, 1954, 1955, 1957; Тугаринов, Зыков, 1957, 1961 |
| Чепбулаксай | То же | 17,50 | 15,37 | 37,70 | |
| Гава | Вкрапленность и прожилки галенита в битуминозных известняках нижнего карбона | 17,70 | 15,40 | 37,97 | |
| Кулемес | Вкрапленность в магниальных скарпах по известнякам девона | 17,88 | 15,49 | 38,27 | |
| Кургашикан | Секущие тела в магниальных скарпах | 17,80 | 15,37 | 38,20 | |
| | Метасоматические рудные тела в магниальных скарпах | 17,95 | 15,49 | 37,90 | |
| | Гельвиново-полиметаллические прожилки в скарпах | 18,33 | 15,65 | 38,13 | |
| Алтынтопкан | Трубчатые скарно-полиметаллические тела в известняках | 17,27 | 15,11 | 36,89 | |
| Гава | Прожилки галенита в скарпах | 18,75 | 16,33 | 38,72 | |
| | То же | 17,70 | 15,40 | 37,97 | |
| Джеркамар | Жильное полиметаллическое месторождение в эффузивах | 18,41 | 15,85 | 37,76 | |
| Гава | Галенит-баритовые жилы в эффузивах перми | 18,10 | 15,96 | 38,98 | |
| Алтынтопкан, Северная группа | Трубчатые скарно-полиметаллические залежи в известняках | 18,16 | 15,67 | 39,13 | Рабинович, Голубчина, Муртазина, 1964 |
| Мышиккол | Скарново-полиметаллические руды | 18,16 | 15,50 | 38,72 | |
| Ташгезе | То же | 18,11 | 15,52 | 38,86 | |

| Месторождение | Генетический тип | Рб 206 | Рб 207 | Рб 208 | Автор |
|-------------------------------------|--|--------|--------|--------|---------------------------------------|
| | | Рб 204 | Рб 204 | Рб 204 | |
| Сардоб | Кварцевая жила с полиметаллами | 18,14 | 15,69 | 39,33 | |
| Западный Джангалык | Скарново-полиметаллические руды | 18,15 | 15,48 | 38,60 | |
| Туранглы | То же | 18,20 | 15,66 | 39,15 | |
| Курусай I | " | 18,19 | 15,57 | 39,22 | |
| Шевчуковское | " | 18,35 | 15,84 | 39,48 | |
| Дарбаза | " | 18,35 | 15,78 | 39,45 | |
| Центр. Кансай | " | 18,23 | 15,70 | 39,17 | |
| Канимансур | Прожилково-вкрапленные полиметаллические руды в эффузивах | 18,50 | 15,54 | 39,93 | |
| | | 18,58 | 15,60 | 39,17 | |
| Тарыёкан | То же | 18,60 | 15,68 | 39,19 | |
| Караташкотан | " | 18,47 | 15,70 | 39,19 | |
| Баритовая горка | " | 18,22 | 15,65 | 39,35 | |
| | " | 18,23 | 15,70 | 39,43 | |
| Ю ж н ы й У з б е к и с т а н | | | | | |
| Хандиза | Галенит в колчеданно-полиметаллической залежи | 18,57 | 15,85 | 38,11 | Василевский, 1964 |
| Каранкуль | | 18,69 | 15,42 | 43,25 | |
| Майданшах | | 18,89 | 15,61 | 38,38 | |
| З а п а д н ы й У з б е к и с т а н | | | | | |
| Пистали, Северный Нуратау | Вкрапленная полиметаллическая минерализация в известняках девона | 17,77 | 15,45 | 37,98 | Тугаринов, |
| Учкулач, Северный Нуратау | То же | 17,84 | 15,51 | 38,46 | Хамрабаев и др., 1962 |
| Тамды (Кызыл-Кумы) | Галенит из кварц-карбонатной жилы в скарнах | 19,54 | 15,37 | 37,20 | Тугаринов, 1957 |
| Лянгарсай, Каратюбе | Галенит из кварцевой жилы в жильбертитизированной породе | 18,75 | 15,85 | 39,80 | Хамрабаев и др., 1962 |
| Ингичке, Зирабулакские горы | Галенит из кварцевого прожилка в шеелитовых скарнах | 18,77 | 15,96 | 39,51 | |
| Лянгар | Галенит в скарново-шеелитовых рудах | 18,07 | 15,62 | 39,17 | Рабинович, Голубчина, Мургазина, 1964 |
| Койташ | То же | 18,33 | 15,71 | 39,22 | |
| Ингичке | " | 18,77 | 15,96 | 39,51 | |
| Каратюбе | " | 18,75 | 15,85 | 39,80 | |

тонким вроскам собственно серебряных минералов: фрейбергита, пираргирита, прустита, полибазита, стефанита, миаргирита, аргентита, самородного серебра и некоторых теллуридов. Содержание в галените серебра выше, чем висмута, и атомные соотношения Ag и Bi колеблются от 1:1 до 100:1 и намного выше значения 1:1, характерного для матильдита. Наиболее высокое содержание селена, выражаемое в сотнях граммов на тонну (138—367), характерно для галенитов золоторудных, скарново-магнетитовых, скарново-полиметаллических и медно-молибденовых месторождений. Концентрация селена в галените больше по сравнению с минеральным кларком (55 г/т по В. В. Иванову) в 2,5—7 раз. В галенитах всех остальных месторождений содержание селена намного ниже минерального кларка (3,7—9,5 г/т). Селен довольно равномерно распределяется в галенитах, что характерно для изоморфного вхождения элемента в минерал. Клаусталит (PbSe) образует неограниченные твердые растворы с галенитом. Содержание селена в галените золоторудного месторождения Кочбулак резко колеблется, что связано с вросками селеновых минералов, которые пока не обнаружены (Маркова, 1969).

Теллур сконцентрирован в галенитах скарновых и медно-молибденовых месторождений, содержащих 43—82 г/т, что примерно в 2—4 раза выше минерального кларка (20 г/т по В. В. Иванову). Самое высокое содержание теллура отмечается в галенитах золоторудных месторождений (в кочбулакском галените 512 г/т Te). В галенитах остальных месторождений теллур резко дефицитный (0—9 г/т).

Галенит образует неограниченные твердые растворы с алтаитом (PbTe), чем и объясняется изоморфизм Te с S в решетке галенита. Теллур распределяется равномерно, и только в галените Кочбулака неравномерное распределение этого элемента обязано вроскам различных теллуридов. Обычно содержание селена в галените выше или равно теллуру. Отмечается тенденция к уменьшению соотношения между этими элементами в галенитах от наиболее ранних к поздним.

Содержание таллия в галенитах низкое, обычно не достигающее минерального кларка (4,6 г/т). Только в галенитах скарново-полиметаллических месторождений среднее содержание таллия близко к минеральному кларку (4 г/т), а в остальных дефицитное (0,1—2 г/т).

Сурьма — постоянный спутник галенита. Основная масса сурьмы в рудных месторождениях района связана именно с этим минералом. Содержание сурьмы в галените скарново-полиметаллических, прожилково-вкрапленных в эффузивах и арсенипиритовых месторождениях выражается в среднем в 1023—1243 г/т, а во всех остальных — в сотнях граммов на тонну (135—500 г/т). Самые высокие содержания сурьмы приурочены к галенитам золоторудных субвулканических

месторождений (1915—9000 г/т). Сурьма в этом минерале связана с тонкими вростками собственно сурьмяных минералов: блеклой руды, пираргирита, бурнонита, джемсонита, полибазита, овихиита, плагионита и других более редких минералов. Не исключено и изоморфное замещение по схеме $2\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{Ag}^+ + \text{Sb}^{3+}$; AgSbS_2 изоструктурен AgBiS_2 , который, как это было показано выше, образует твердые растворы с галенитом.

Содержание мышьяка несколько ниже сурьмы и редко достигает 1000 г/т. Содержание $\text{As} > 500$ г/т приурочено к галенитам из прожилково-вкрапленных, жильных полиметаллических месторождений и скарново-магнетитовых (в среднем 722—934 г/т), а в галенитах из остальных месторождений < 500 г/т (164—417 г/т). Наличие этого элемента в галените связано с микровключениями собственных мышьяковых минералов — блеклой руды, прустита и других сульфосолей.

Имеются еще примеси Zn , Cd , Cu , Fe , связанные с вростками сфалерита, халькопирита, блеклой руды, пирита и др.

В небольших количествах обнаружена примесь Hg (0,5—13 г/т), In (сл.—11 г/т), Ga (2—4 г/т), но данные по содержанию указанных элементов редкие и спорадические и выявить какие-либо закономерности по их распределению нельзя.

В результате спектрального анализа в галените обнаружены примеси Sn , Mo , Ge , Be , Ba , Sr , Mn , Ti . Встречаемость олова высокая в галените касситерит-сульфидного рудопроявления Наугарзансай, а молибдена — в галените медно-молибденового месторождения Сарычеку. Германий обнаружен только в галените бурогольного месторождения Ангрэн. Отмечается повышенная встречаемость в галенитах скарново-полиметаллических месторождений, а Co и Ni — в галените рудопроявления пятиметальной формации (Актепе).

Галениты постмагматических месторождений Чаткальских гор по составу несколько отличаются от Кураминских. В них содержание Bi , Se , Te , In в несколько раз выше и довольно частая примесь олова. Самое высокое содержание селена отмечено в галенитах колчеданно-полиметаллических скоплений в Лачинхане (610 г/т).

Весьма своеобразны галениты стратиформных свинцово-цинковых месторождений. В них низкие содержания Ag , Bi , Te и повышенные Tl , иногда Ga (Учкулач).

Имеются сведения по изотопному составу свинца и серы в галенитах района. По данным А. И. Тугаринова (1954, 1955), А. И. Тугаринова и С. И. Зыкова (1957, 1961) для Кураминского хребта характерно существование двух типов свинца в галенитах, различающихся по своему изотопному составу (табл. 11). Свинец с более низким содержанием радиогенных изотопов характерен для галенитов вкрапленных пластовых залежей в девонских известняках (Сумсар).

Свинец галенитов явно постмагматических — жильных, прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождений в эффузивах и гранитоидах и большей части скарновых характеризуется более высоким содержанием радиогенных изотопов.

Образование первых ориентировочно относится к эпохе 300 ± 50 млн. лет, а вторые примерно на 100 млн. лет моложе.

Указанные авторы допускают возможность накопления осадочного свинца, синхронного с известняками девона, и частичной его мобилизации из осадочных толщ рудоносными растворами при формировании некоторых скарновых месторождений.

По данным более поздних исследователей, изотопный состав свинца галенитов из гидротермальных рудных месторождений разного генетического типа характеризуется близким изотопным составом свинца, но содержит повышенное количество радиогенных изотопов (Рабинович, Голубчина, Муртазина, 1964).

Возможная мобилизация осадочного свинца из девонских отложений для формирования гидротермальных месторождений в более верхних горизонтах подтверждена новыми геологическими данными, полученными при разведке полиметаллических месторождений в Лашкерекском рудном поле. По данным Д. Т. Хана (1969), среди верхнепалеозойских эффузивных свит в породах жерловых фаций встречаются крупные обломки девонских известняков, охарактеризованные фаунистически, с рассеянной вкрапленностью галенита.

В галенитах некоторых месторождений исследован изотопный состав серы (Виноградов, Бадалов, Туресебеков, 1969; Чеботарев, Виноградов, 1967). На основании этих исследований авторы приходят к выводу, что сульфидная сера, и в том числе галенит, образовалась за счет восстановления осадочных сульфатов гидротермальными растворами (табл. 12).

В генетическом отношении среди галенитов Узбекистана имеется три типа: осадочный, постмагматический и гипергенный. Резко преобладает постмагматический галенит.

Среди галенитов осадочного типа различаются галениты девонского возраста и юрские. Преобладают первые, а вторые представляют лишь минералогический интерес.

Галениты в стратиформных свинцовых месторождениях (Калкана-та, Сумсар, Курусай-III, Учкулач) приурочены к доломитам живетского и франского ярусов.

Галенит образует в доломитах рассеянную вкрапленность, мономинеральные прожилки, гнезда и линзы (до $0,2 \times 1,2$ м), а в зонах разломов (Учкулач) переотложенный галенит обладает колломорфной текстурой. Размер вкрапленников — от пылевидных частиц до 1 см, чаще 2—3 мм. Кристаллы доломита часто содержат тонкие включения галени-

та, захваченные при росте кристаллов. Следов замещения доломита галенитом нет. Барит несет следы коррозии галенитом. В перечислен-

Таблица 12

Изотопный состав серы и галенита

| Номер обр. | Место взятия | Генетический тип месторождения | $\delta S^{34}\%$ | S^{32}/S^{34} | Автор | |
|------------|---------------|---|-------------------|-----------------|------------------------|-----------------------------|
| 1443 | Сумсар | Вкрапленность и прожилки галенита в девонских доломитах | +3,3 | 22,15 | Виноградов и др., 1969 | |
| 1562 | То же | То же | + 4,9 | 22,11 | | |
| 1444 | " | " | + 4,7 | 22,12 | | |
| 1536 | Алтынтюпкан | Скарново-полиметаллический | + 3,9 | 22,13 | | |
| 1535 | То же | То же | + 6,6 | 22,07 | | |
| 1427 | Центр. Кансай | " | + 5,3 | 22,10 | | |
| 1447 | Тарыэкан | Прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение в эффузивах | + 5,1 | 22,11 | | |
| 1448 | То же | То же | - 0,3 | 22,23 | | |
| 1449 | " | " | + 2,1 | 22,17 | | |
| 1187 | Канимансур | " | - 6,9 | 22,37 | | |
| 1188 | Замбарак | " | + 3,6 | 22,14 | | |
| 67 | Дальнее | Вкрапленность и прожилки галенита в девонских доломитах | +15,8 | 21,87 | | Чеботарев, Виноградов, 1967 |
| 1287 | То же | То же | + 8,3 | 22,04 | | |
| 1010 | Учкулач | " | - 9,3 | 22,43 | | |
| 1602 | То же | " | +13,7 | 21,92 | | |
| 1941 | " | " | -15,7 | 22,57 | | |
| 1101 | Пистали | " | - 7 | 22,38 | | |

ных объектах галенит резко преобладает над сфалеритом. Отношение Pb к Zn в Сумсаре составляет 2:1, в Калканате — 11:1. В Курусае-III сфалерит не обнаружен. В парагенетической ассоциации с галенитом находятся доломит, кальцит, кварц, марказит, барит, флюорит (Абра-

мович, 1968; Лурье, 1968; Чеботарев, 1966; Моисеева, 1960; данные З. А. Пуркиной и Т. Н. Шадлун).

Галенит в юрских угленосных отложениях Ангрена приурочен к колчеданным конкрециям, довольно равномерно рассеянным в пластах угля, и содержится в самом угле в виде мелких кристалликов кубооктаэдрической формы (0,1—0,5 мм), вкрапленников (до 10 мм) и прожилкообразных выделений. Встречаются псевдоморфозы галенита по растительным остаткам. Характерной геохимической особенностью этого галенита является наличие в нем примеси германия—до 500 г/т (Са-

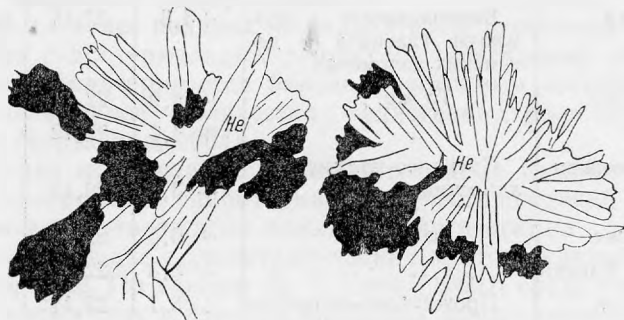


Рис. 19. Коррозионные вроски галенита в розетках гематита. Месторождение Курусай. Полированный шлиф, ув. 189.

дыков, 1957; Петров и Рубанов, 1960; Николаева, 1967; данные Слюсаревой).

В Южном Узбекистане в Байсунском районе рудопроявления осадочного галенита известны в породах юрского (Янгаклык) и мелового возраста (Аулат, Кайрак, Аксу). Галенит связан с глинистыми «катышами», располагающимися по напластованию известняков (Шмулевич, 1958, 1961, 1962).

Основная масса галенита приурочена к постмагматическим гидротермальным месторождениям.

В скарново-полиметаллических месторождениях в Кураминском хребте (Кургашикан, Курусай, Кансай, Алтынтопкан, Джангалык и др.) и в Чаткале (Кошмансай, Мискан, Кумышкан) галенит выделяется в виде крупных гнезд размером от 10—20 см до 1—2 м, вкрапленности и линз. Он отлагается метасоматическим путем, замещая предварительно разложенные скарновые и более ранние рудные минералы. Характерно избирательное замещение галенитом пироксена, волластонита и реже граната (рис. 19—21). Встречаются крупные радиальнолучистые полные псевдоморфозы галенита по пироксену. Галенит от-

носится к числу наиболее поздних минералов. Он замещает магнетит, гематит, мушкетовит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, образуя с ними коррозионные, графические и субграфические структуры срастания. Характерно преобладание в рудах сфалерита над галенитом, в среднем в 1,5—2 раза.

В скарново-магнетитовых месторождениях (Чокадамбулак, Туранглы и др.) галенит имеет ничтожное распространение. Он образует редкую вкрапленность в гранатовых и амфиболовых скарнах и магнетитовых рудах, в которых слагает монсминеральные прожилки до 2—3 см.

Галенит в эффузивных прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождениях (Лашкерек, Замбарак, Канимансур, Чукурджилга, Караташкотан, Учочак, Сассыксай и др.), превышает коли-



Рис. 20. Коррозионная структура замещения пластинчатого волластонита галенитом и сфалеритом. Месторождение Курусай II. Полированный шлиф, ув. 135.



Рис. 21. Избирательное замещение отдельных зон граната галенитом. Месторождение Курусай II. Полированный шлиф, ув. 31.

чество сфалерита в 3—6 раз. Установлены две генерации галенита, из которых первая выделяется в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом в виде тонкой вкрапленности и просечек, избирательно замесивших вкрапленники и порфиروкласты измененных полевых шпатов различных порфиров и их туфов совместно с адуляром, серицитом, хлоритом и анкеритом. Галенит второй генерации приурочен к жилкам, сложным различным сочетанием карбонатов кварца, барита, флюорита. Мощность жилкок 0,5—10 см, местами достигает 30—40 см (Учочак). В них галенит в ассоциации с клейофаном, халькопиритом, пиритом, блеклой рудой, пруститом, пираргиритом, полибазитом выполняет угловатые промежутки между зернами перечисленных минералов и частично их замещает.

В Кураминском хребте имеется много жильных месторождений с галенитом. Жилы переменного состава — кварц-барит-флюоритовые

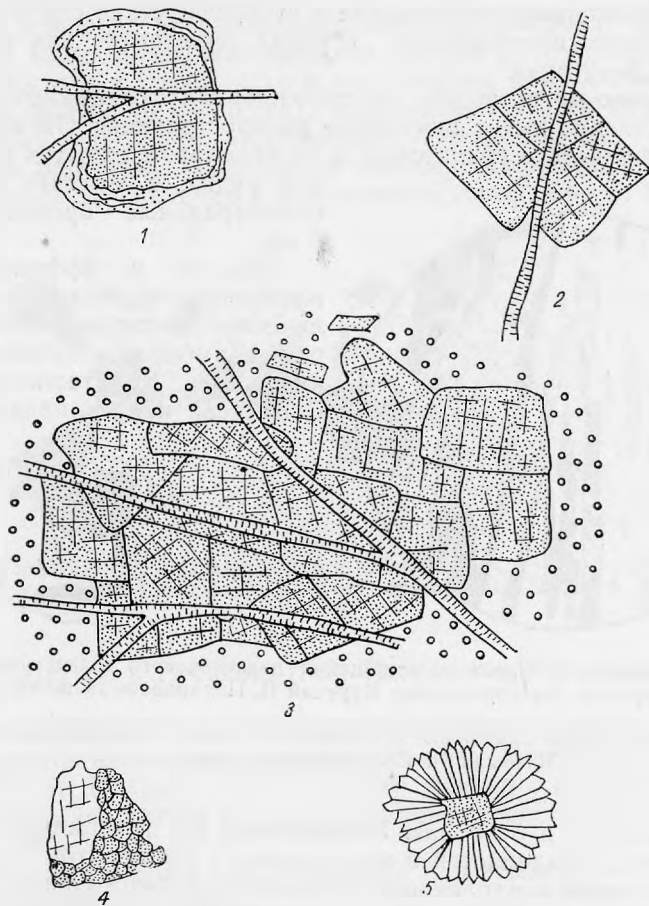


Рис. 22. Формы выделения галенита на месторождении Наугарзан.

Крупные зерна галенита (1—2) и их агрегаты (3) секутся прожилками кварца гребенчатой структуры или инкрустируются им (4). Одно из зерен галенита (1) с краев замещено мелкозернистым церусситом колломорфной текстуры. Зерно галенита (5) с края раздроблено в мелкозернистый гранобластовый агрегат (зарисовка отдельных участков рудной жилы, масштаб 1:2).

(Наугарзан, Кенкол, Каскана, Чашлы), кварц-баритовые (Баритовая горка), кварц-барит-анкеритовые (Среднее Такели), кварцевые (Гудас).

Галенит выделяется в виде гнезд размером от 3×5 до 10×20 см, жил, крупных и мелких вкрапленников (рис. 22), распределяющихся неравномерно, и теснее всего ассоциирует с кварцем, отлагаясь в угловатых промежутках между его зернами или в трещинах катаклаза. Часто встречаются микробрекчии, в которых галенит цементирует обломки кварца, реже выделяется среди флюорита, барита и карбоната по системе тонких трещин и по спайности. Галенит замещает сфалерит, а сам корродируется блеклой рудой. В галените имеются редкие тонкие вросстки блеклой руды, пираргирита, халькопирита и пирита, приуроченные к трещинам спайности и границам его зерен. В жилах галенита в несколько раз больше, чем сфалерита.

Кроме собственно полиметаллических, галенит в ничтожных количествах содержится во всех других месторождениях района: грейзеново-редкометалльных (Гава), мышьяковых (Такели), касситерит-сульфидных (Наугарзансай), золотых (Чадак, Кочбулак, Бургунда), медно-молибденовых (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку), медно-висмутовых (Гарыэкан, Адрасман, Джелтимас, Маразбулак и др.), Ni-Co-Ag (Актепе) и др.

Галенит — один из главных рудных минералов в колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана в Чакчарских и Яркобагских горах. Он вместе с другими слагает массивные руды, в которых замещает сфалерит, а сам содержит включения самородного серебра, бравоита, кобальтина, шапбахита (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Галенит гипергенный обнаружен в зоне окисления свинцово-цинкового месторождения Кургашикан (Бадалов, Голованов, 1956; Голованов, 1965), где кристаллы галенита (2—4 мм) и кальцита выстилают стенки пустот выщелачивания и образуют вкрапленность в супергенных халцедоновых жилах в ассоциации с магнетитом, пиритом, сфалеритом. Выделения галенита имеют колломорфно-петельчатую и интерстиционную структуру. Он образовался одновременно с халцедоном из поверхностных вод в низах зоны окисления в восстановительных условиях.

В поверхностных условиях галенит неустойчив. Он замещается англезитом часто в ассоциации с ковеллином и церусситом.

Сульфид Pb и Fe

Сульфид Pb и Fe, ближе не определенный, установлен в виде микроскопических включений в кобеллите из кварц-висмутовых жил месторождения Устарасай (Дунин-Барковская, Лидер, 1973).

В полированном шлифе наблюдалось зерно овально-ромбовидной формы размером 15×25 микрон, а на снимках под электронным мик-

роскопом в кобеллите видны еще более мелкие (в сечении до 0,2 мк) зерна аналогичной формы. Рельеф у описываемого минерала немного выше, чем у кобеллита, в отраженном свете белый, отражательная способность при $\lambda = 600$ мкм $\approx 50\%$ (замерена в ИГЕМе Л. Н. Вяльсовым), оптически изотропный, двуотражение и внутренние рефлексы не замечены.

На рентгеновском микроанализаторе ЖХА-3 в Институте кристаллографии АН СССР В. В. Лидер качественно установил в составе минерала главные элементы: Fe, Pb и S, а из примесей — 0,5% Ni. Количественно определено только содержание железа — 39,8%. На растровых картинках при площадном сканировании зондом видно, что Fe в большом количестве присутствует только в этом зерне и в виде следов — во вмещающем кобеллите, а Pb и S в этом зерне больше, чем в кобеллите. Предположительно в минерале более 40% Pb, а S > 18%. В кобеллите, содержащем описанный минерал, имеется 1,46% Fe, часть из которого обусловлена включениями описываемого сульфида.

Сфалерит — (Zn, Fe)S

Марматит

Клейофан

Сфалерит широко распространен. Наиболее полно он изучен в рудных месторождениях Кураминского хребта и меньше — по другим регионам Узбекистана. Имеется большое количество работ, освещающих те или иные стороны минерала из различных регионов, указанных ниже в соответствующих разделах.

Сфалерит слагает крупно- и мелкозернистые разности. Зерна изометричные и несколько удлиненные с ровными ограничениями, размером от сотых долей миллиметра до 1—2, редко 3—4 см. Крупнозернистые разности наиболее характерны для месторождений кварц-барит-флюорит-полиметаллической и кварц-полиметаллической формаций.

Кристаллы сфалерита тетраэдрического габитуса размером 1—5 мм и их двойники известны в друзах кварца и в пустотах массивных руд Кургашинокана, Лянгара, Гайнаккана и Гудаса (рис. 23), в Кансае в виде востков в кальците. С. Т. Бадаловым и И. М. Головановым встречены кристаллы сфалерита размером до 3 см в виде тригонитетраэдров на месторождении Тазачарва (хр. Кугитанг).

На месторождении Учкулач имеются колломорфные образования сфалерита в виде почек и гроздевидных масс концентрически-полосчатого строения в результате чередования сфалерита с другими сульфидами (Чеботарев, 1965).

По окраске четко выделяются две группы сфалеритов: темные и светлые. Темные имеют черный и коричневый цвета разных оттенков, бутылочно-зеленый, темно-серый, светло-серый, светлые—медово-желтый, яблочно-зеленый, светло-серый, оранжевый, красный; встречаются бесцветные разновидности. Как показали химические анализы, густота окраски сфалерита зависит от содержания в нем железа, что соответствует результатам

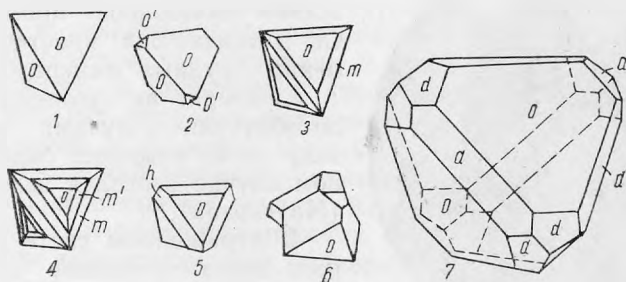


Рис. 23. Кристаллические формы сфалерита.

1—6—Гудас (Моисеева, 1962). 7—Лянгар (Мясников, 1951)

многочисленных исследований в этой области. По данным А. Н. Платонова и А. С. Марфунина (1968), при содержании Fe до 1% сфалерит желтый, от 2 до 8%—бурый и коричневый, от 8 до 10—черный, и только при наличии в минерале $Fe < 1\%$ проявляются другие красители. Зеленая окраска однозначно указывает на присутствие кобальта, а Ag, Cu, In, Ga, As, Sb, Sn даже в небольших количествах обуславливают оранжевый и красный цвет минерала.

В прозрачных шлифах сфалерит серый, кремовый, коричневый, иногда почти непрозрачный (Лянгар, Ингичке) и зеленоватый. Цвет обычно распределяется равномерно, но иногда наблюдается зональное (рис. 24) и пятнистое распределение окраски (Наугарзансай, Кургашикан, Кумышкан, Кочбулак и др.). Сфалерит более темных и светлых зон имеет различное содержание железа: соответственно 3,50 и 2,36% (табл. 13, анал. обр. № 74/140!).

Ложное впечатление о темной окраске сфалерита создают многочисленные микровключения продуктов распада (халькопирита и пирротина). Светлый прозрачный сфалерит из Гудаса кажется темным из-за обильных, равномерно распределенных в нем тончайших вростков халькопирита. Обычно более ранние генерации сфалерита темнее, чем последующие. Из высокотемпературных месторождений сфалериты значительно темнее, чем из низкотемпературных. В каждом месторождении

в общей массе преобладает сфалерит определенной окраски с неповторимыми особенностями оттенков.

Темные сфалериты имеют полуметаллический блеск, светлые—алмазный. Светлые — прозрачные, темные просвечивают в тонких краях. Спайность совершенная по (011). Уд. вес 3,75—4,2. Колебания значений удельного веса зависят от содержания изоморфных примесей Fe, Mn, Cd и тончайших вrostков многочисленных рудных минералов.



Рис. 24. Идиоморфные вкрапленники зонального сфалерита в кальците. Месторождение Наугарзансай. Прозрачный шлиф, ув. 200.

Сфалерит не люминесцирует. После облучения γ -лучами (мощной дозой) он не изменяет окраску, а в одном случае светился зеленым светом (Наугарзан).

В отраженном свете сфалерит серого цвета с низкой отражательной способностью. Обычно изотропный, но в отдельных участках изредка слабо анизотропный (Гудас, Учкулач и др.). После травления проявляются полисинтетические двойники, в катаклазированных разностях они часто изогнуты и сдвинуты по микротрещинам. Внутренние рефлексы меняются от

бесцветных до бурых и буровато-красных.

Микротвердость сфалерита из отдельных месторождений колеблется от 194 до 286 $кг/мм^2$, что связано как с направлениями замеров, так и с большим непостоянством состава минерала.

Приводим значения микротвердости сфалерита из различных месторождений ($кг/мм^2$):

| <i>Месторождение</i> | <i>Микротвердость</i> | <i>Месторождение</i> | <i>Микротвердость</i> |
|----------------------|-----------------------|--|-----------------------|
| Курусай | 211(480) | Учкулач | 195; 141; 200 |
| Наугарзансай | 220(51) | Колчеданно-полиметаллические месторождения | |
| Кенкол | 205(14) | Южного Узбекистана | 233—241 |
| Наугарзан | 194(4) | Чакчар, Харкуш | 272—286 |
| Гудас | 190(40) | | |
| Актепе | 195(9) | | |
| Чукурджилга | 204(10) | | |
| Такели | 215(5) | | |

Примечание. В скобках — число замеров микротвердости.

В полированных шлифах обнаруживаются многочисленные тончайшие включения рудных минералов в сфалерите. Они представлены двумя генетическими типами: остатками от замещения более ранних минералов, вросками последующих (галенит, халькопирит, пирротин, пирит, магнетит и др.) и продуктами распада твердого раствора (халькопирит, пирротин, кубанит, станнин). Количество включений и их состав уменьшается от высоко- к низкотемпературным месторождениям и в некоторых из последних они совсем отсутствуют. Что касается состава включений, то в скарново-полиметаллических месторождениях, кроме станнина, представлены все минералы. В колчеданно-полиметаллических — халькопирит и пирротин, в касситерит-сульфидных — станнин, халькопирит, кубанит, пирротин, валлериит, а в сфалеритах всех остальных месторождений в качестве продуктов распада имеется только халькопирит. Последний минерал — самый характерный и постоянный из описываемой генетической группы. Его нет в сфалеритах жильных кварц-барит-флюорит-полиметаллических месторождений (Наугарзан) и в большинстве переотложенных сфалеритов последующих генераций.

Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите в средне- и низкотемпературных месторождениях по размерам и формам зерен представлена двумя группами. 1) Очень мелкие, едва различимые при самых больших увеличениях, размером 0,2—2 мм изометричной формы. Они образуют сгустки в зернах сфалерита, обогащая краевые или центральные части зерен. В перечисленных участках тончайшие микровключения халькопирита располагаются вдоль спайности сфалерита и по двойниковым швам. Мелкие зернышки часто сливаются в тончайшие пластиночки. 2) Более крупные зерна халькопирита размером от 5—10 до 20 мм имеют квадратную форму. Включения равномерно распределены в зернах сфалерита. Они образовались в результате собирательной перекристаллизации более мелких частиц.

Сфалериты Кураминского района охарактеризованы 113 полными химическими анализами и 2224 анализами на редкие и рассеянные элементы; сфалериты же остальных регионов Узбекистана — 15 полными химическими анализами и 850 анализами на редкие и рассеянные элементы (табл. 13, 14). Содержание железа в сфалеритах несколько повышено за счет возможных микровключений халькопирита, пирротина, пирита и кубанита.

Сфалериты содержат множество примесей: Fe, Mn, Cd, Hg, Co, Ni, As, Sb, Bi, Sn, In, Ga, Ge, Tl, Se, Te, Au, Ag и др. Из них изоморфные Fe, Mn, Cd, Co, Hg, Ni, а из редких In, Ga, Ge, Tl.

Наивысшее содержание железа достигает 11,52% (Орлиная Горка) и минимальное 0,08% (Аурахмат). По содержанию железа и марганца в минералогии принято выделять следующие разновидности сфалерита: клейофан — светлые разновидности с низким содержанием Fe и Mn

Средние содержания редких, рассеянных и благородных

| Формация | Вес. % | | | | г/т | | | |
|--|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|-------------|-----------|------------|
| | Fe | Mn | Cu | Cd | Hg | Co | Ni | As |
| К у р а м и н с к и й | | | | | | | | |
| 1. Скарново-магнетитовая | 6,52 (5) | 0,61 (7) | 0,12 (4) | 0,58 (8) | — | 415 (2) | | 207 (3) |
| 2. Скарново-полиметаллическая | 2,51 (81) | 0,46 (62) | 1,17 (38) | 0,74 (304) | 42,8 (34) | 403 (12) | | |
| 3. Кварц-серицит-золото-молибденово-медная | 0,90 (2) | 0,19 (1) | 0,45 (3) | 0,18 (23) | — | — | — | — |
| 4. Кварц-серицит-кальцит-арсенопиритовая с полиметаллами | 4,43 (5) | 0,43 (5) | 0,17 (2) | 0,41 (2) | — | 0,0 (3) | — | — |
| 5. Кварц-хлорит-касситерит-сульфидная | 4,65 (10) | 0,16 (10) | 1,25 (9) | 0,41 (4) | — | — | — | — |
| 6. Кварц-карбонат-барит-флюорит-серебро-сфалерит-галенитовая (зоны прожилково-вкрапленных руд в эффузивах и конгломератах) | 2,23 (41) | 0,11 (31) | 0,44 (27) | 0,62 (70) | — | 0,0 (3) | — | — |
| 7. Кварц-барит-флюорит-полиметаллическая, барит-полиметаллическая, кварц-полиметаллическая (жилы) | 0,84 (51) | 0,02 (50) | 0,85 (38) | 0,35 (66) | 1 (1) | — | 4 (1) | — |
| 8. Субвулканические золоторудные месторождения | 0,35 (5) | 0,13 (4) | 0,37 (2) | 0,68 (9) | 20 (2) | 0,0 (1) | 10 (1) | 500 (1) |
| Ч а т к а л ь с к и е | | | | | | | | |
| 9. Скарново-рудные | — | — | — | 0,35 (6) | — | 640 (5) | — | 126 (8) |
| 10. Кварц-серицит-золото-арсенопиритовая с полиметаллами | — | — | — | 0,09 (1) | — | — | — | 180 (5) |
| 11. Арсенопирит-висмутовая | — | — | — | 0,45 (2) | — | Сл. (1) | — | — |
| 12. Кварц-карбонат-олово-полиметаллическая и карбонат-полиметаллическая | — | — | — | 0,21 (7) | — | — | — | 223 (7) |

элементов в сфалеритах различных рудных формаций Узбекистана

| <i>z/m</i> | | | | | | | | | | |
|------------|----------|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|----------|
| Sb | Bi | Sn | In | Ga | Ge | Tl | Se | Te | Au | Ag |
| хребет | | | | | | | | | | |
| 0,0 (4) | 37 (6) | — | 7 (5) | 0,0 (1) | — | 3 (1) | 19 (8) | — | — | 136 (2) |
| — | 131 (87) | — | 27 (142) | 0,4 (31) | 0,3 (6) | 1,3 (20) | 10 (106) | 0,5 (110) | 0,02 (47) | 162 (82) |
| — | 108 (8) | — | 50 (18) | 13 (6) | — | 3,6 (7) | 5 (66) | 12 (16) | 0,8 (5) | 135 (5) |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,0 (3) | 1078 (7) |
| — | — | 2300 (3) | 260 (18) | 11 (13) | — | 1 (4) | 25 (7) | 5,5 (6) | 0,0 (10) | 12 (10) |
| 2,23 (41) | 0,0 (2) | — | 60 (37) | 5,3 (46) | 1 (11) | Сл. (7) | 6 (10) | 5 (11) | 0,4 (9) | 163 (15) |
| — | 6 (57) | — | 9 (61) | 213 (113) | 2 (24) | 0,6 (23) | 0,2 (32) | 0,4 (31) | 0,0 (30) | 31 (44) |
| 1400 (2) | 0,0 (4) | 1800 (1) | 55 (9) | 997 (4) | 7,7 (3) | — | 14 (4) | 65 (4) | 19 (6) | 298 (6) |
| горы | | | | | | | | | | |
| Сл. (4) | 261 (14) | — | 77 (20) | 20 (8) | Сл. (1) | 2 (2) | 15 (10) | 11 (10) | 0,0 (9) | 112 (9) |
| 13025 (8) | 397 (7) | 280 (4) | — | — | — | — | — | — | 0,02 (4) | 112 (4) |
| — | 208 (5) | — | — | 1 (2) | 0,0 (1) | 0,0 (1) | 3, (2) | 5 (2) | 0,0 (3) | 56 (3) |
| 4060 (7) | 84 (9) | — | — | 11 (2) | 57,5 (2) | — | 0,0, (2) | — | 0,5 (1) | 59 (1) |

| Формация | вес. % | | | | г/т | | | |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|---------|---------|-------------|---------|
| | Fe | Mn | Cu | Cd | Hg | Co | Ni | As |
| Ч а т к а л ь с к и е | | | | | | | | |
| 13. Кварц-флюорит-колчеданно-полиметаллическая | 1,80 (2) | 0,0 (2) | 0,36 (8) | 0,15 (2) | 200 (3) | — | — | — |
| 14. Кварц-барит-флюорит-полиметаллическая и кварц-флюоритовая | 0,63 (2) | 0,23 (2) | 21 (3) | — | — | — | — | 200 (1) |
| 15. Стратиформная карбонат-галенитовая | — | 0,00 (1) | — | 0,41 (5) | — | — | — | 150 (2) |
| З а п а д н ы й | | | | | | | | |
| 16. Скарново-шеелитовая и скарново-полиметаллическая | 7,88 (2) | 0,35 (2) | 0,27 (1) | 1,19 (2) | — | 200 (1) | 35 (1) | — |
| 17. Стратиформная карбонат-сфалерит-галенитовая | 1,02 (12) | 0,02 (5) | — | 0,22 (14) | 25 (7) | — | — | — |
| Ю ж н ы й | | | | | | | | |
| 18. Колчеданно-полиметаллическая | 3,87 (10) | 0,09 (10) | 2,08 (10) | 0,23 (57) | 10 (1) | 197 (9) | 104 (12) | 45 (4) |
| 19. Карбонат-галенитовая в юрских отложениях | — | — | — | 0,22 (1) | — | — | — | — |
| 20. Осадочно-галенитовая в меловых отложениях | 0,92 (2) | 0,01 (1) | — | 0,16 (4) | — | — | — | — |

1. Чокадамбулак, Туранглы, Янгикан (Багрова, 1966, Есимов, 1958, 1969, Мала-Курусай I, II, Тутлы I, Джангалык, Ординая горка, Главная рудная зона и Северный Южн. Дарбаза и др. (Бадалов, 1965, Моисеева, 1959, 1969, Бадалов, Еникеев, Королева, 1968, Нечелюстов, Попова и др., 1961, 1963, Болдырева, 1966, Есимов, 1968, Куликова, тов, 1958, Рузматов, 1961, Бадалов, 1965, Бадалов, Еникеев, Королева, 1970, Голованов, зансай (Моисеева, 1968); 6. Лашкерек, Чуркурджилга, Замбарак, Тарыэкан, Канман 1968); 9. Джурджурек, Мискан, Кошмансай, Кумышкан (Бадалов, Землянов, 1963, Бада-Воронич и др., 1970, Каххаров, 1968); 10. Келинчак, Верхний Келинчак, Захтан (Дунин-ская, 1969, Максудов, 1969, Назирова, 1969); 12. Возрожденное, Уясай, Верхнекоксуйское, 13. Верхнеустарасайское, Лачинхана (Дунин-Барковская, 1962, 1969, Воронич и др., 1962); 15. Канджайляу, Сарыэкан, Сумсар (Малахов, 1964, Воронич и др., 1970, Дунин-гурган (Кучукова, Исмаилов и др., 1971, Мясников, 1951, Мацокина, 1953, Малахов, Пай-18. Чакчар, Харкуш, Кызылсай, Хандиза, Южный Карасан, Янгаклык, Сулукуль, Май-Плжур, Кайрак, Аксу (Шмудевич, 1960, Малахов, 1964, Бадалов, Голованов, 1959,

| z/m | | | | | | | | | | |
|---------------------|----------|----------|---------|----------|---------|----------|---------|----------|--------------|----------|
| Sb | Вl | Sn | In | Ga | Ge | Tl | Se | Te | Au | Ag |
| г о р ы | | | | | | | | | | |
| — | 0,0 (8) | 0,0 (11) | Сл. (6) | 18 (6) | 35 (11) | 55 (6) | 8 (4) | 8,4 (5) | 0,0 (6) | 43 (6) |
| 800 (1) | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,25 (2) | 305 (2) |
| 125 (2) | 0,0 (6) | 0,0 (6) | — | 7,5 (4) | 120 (1) | 0,0 (6) | — | 0,0 (6) | 0,0 (3) | 396 (3) |
| У з б е к и с т а н | | | | | | | | | | |
| — | 1000 (1) | — | 100 (1) | 19 (2) | — | 0,0 (1) | 48 (5) | 35 (5) | 1,7 (3) | Сл. (3) |
| — | — | — | Сл. (5) | 100 (11) | 50 (23) | 39 (3) | — | — | 0,0 (6) | 45 (6) |
| У з б е к и с т а н | | | | | | | | | | |
| 20 (7) | 82 (15) | — | 16 (47) | 15 (35) | 2 (1) | 1,2 (17) | 86 (52) | 9,4 (47) | 0,0—1,0 (47) | 108 (34) |
| — | — | 4 (1) | 0,0 (1) | 0,0 (1) | 67 (1) | — | — | — | 0,0 (1) | 52 (1) |
| — | — | — | 7 (2) | 57 (3) | — | — | — | — | — | — |

хов, 1964, 1966, Сазонов, 1961, Моисеева, 1959); 2. Кургашикан, Наклай, Катранги, Алтынтопкан, Мышиккол, Перевальное, Пайбулак, Ташгезе, Чалата, Центр. Кансай, 1970, Исмаилов, 1959, Сазонов, 1962, 1964, Тарасов, 1967, Малахов, 1964, 1966, Еникеев, 1966, Попов, 1958, 1960); 3. Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку, Умбетты (Бадалов, Рузма-Алехина-1969); 4. Гайнаккан, Западная Каптархана (Моисеева, 1959, 1969); 5. Наугар-сур, Караташкотан, Учочак, Сассыксай, Айгырбулак, Канджол (Дунин-Барковский, Нечелюстов, Попова и др., 1961, 1963, Лурье, 1969, Нестерова, 1961, Боровик, Влодавец Баритовая горка, Каскана, Чашлы, Кенкол, Наугарзан, Сардоб (Бадалов, Еникеев, 1968, 1961, 1963, Малахов, 1963, Малахов, 1963, 1964, 1966, Бадалов, 1965, Бадалов, Еникеев, Ко-1969, Королева, 1969, Бадалов, Еникеев, Королева, 1970, Дабижа. Мещанинова и др., лов, 1965, Куликова, 1966, Аполлонов, 1964, Назирова, 1969, Дунин-Барковская, 1969, —Барковская, Воронич и др., 1970); 11. Бричмулла, Устарасай (Дунин—Барков-Устарасай II, Молодежное, Нижнекоксайское (Воронич и др., 1970, Назирова, 1969); 1970, Бадалов, 1965; 14. Аурахмат, Дудесай (Воронич и др., 1970, Дунин-Барковская. Барковская, 1969, Максудов, 1969, Куликова, 1966); 16. Ингичка, Лянгар, Койташ, Кыз-кратьев и др., 1966); 17. Учкулач (Чеботарев, 1964, Малахов, Панкратьев и др., 1966); дансай, Чорнова (Панкратьев, Михайлова, 1971); 19. Тазачарва (Шмудевич, 1960); 20. Озерова, Айдиньян, 1966).

($<0,5-0,7\%$); обычные сфалериты, содержащие $Fe < 10\%$; мармиты, содержащие $Fe > 10\%$.

В Кураминском хребте в скарново-рудных месторождениях представлены обычные сфалериты ($5,31-11,52\%$ Fe) и лишь в единичных случаях среди них встречается мармит. В арсенопиритовых ($4,43\%$ Fe), касситерит-сульфидных ($4,65\%$ Fe), прожилково-вкрапленных полиметаллических ($2,23\%$ Fe) также представлены обычные сфалериты, но с более низким содержанием железа, а в жильных—кварц-полиметаллических, кварц-барит-флюорит-полиметаллических ($0,84\%$ Fe) и субвулканических золоторудных преимущественно встречается клейофан ($0,35\%$ Fe).

В сфалерите скарново-полиметаллических месторождений содержание железа сильно колеблется, а в остальных оно более выдержанное.

В скарново-рудных месторождениях Западного Узбекистана аналогично Кураме развиты сфалериты и редко—мармиты. В месторождениях стратиформного типа обычны сфалериты, но с низким содержанием железа, и клейофаны.

В Южном Узбекистане в колчеданно-полиметаллических месторождениях представлен сфалерит, содержащий от $2,52$ до $8,09\%$ Fe (в среднем $3,87\%$).

Марганец—постоянная изоморфная примесь в сфалерите Кураминского хребта (до $1,54\%$). Сфалерит без марганца редок. Содержание марганца прямо пропорционально содержанию железа и оно выше в наиболее высокотемпературных месторождениях.

Кадмий—один из характерных постоянных спутников сфалерита. Повышенную кадмиеносность сфалеритов Кураминского хребта отмечали многие исследователи (Наследов, 1935; Вольфсон, 1952; Карпова, 1945; Зив и др.). В последние годы получены обширные материалы по кадмиеносности сфалеритов в рудных месторождениях разных формаций, позволившие вскрыть некоторые геохимические особенности его поведения (Бадалов, Еникеев, 1959; Моисеева, 1959, 1969; Бадалов, Моисеева, 1969; Малахов, 1962). Все сфалериты кадмиеносны. Содержание кадмия колеблется от сотых долей до $1,91\%$ (Сардоб). Среднее содержание кадмия в сфалерите Кураминского хребта по 486 мономинеральных пробам составляет $0,66\%$, что примерно в 2,4 раза выше минерального кларка. В сфалерите Чаткальского хребта и Западного Узбекистана средние значения кадмия близки к кларку и составляют соответственно $0,30\%$ Cd по 30 пробам и $0,34\%$ по 23 пробам. В Южном Узбекистане кадмиеносность сфалеритов ниже кларкового значения ($0,23\%$ по 62 пробам).

Кураминский хребет представляет собой своеобразную провинцию, обогащенную кадмием по сравнению со многими районами мира и Советского Союза. Наиболее высокое содержание этого элемента отме-

чено в сфалеритах скарново-полиметаллических месторождений (0,74%) и прожилково-вкрапленных в эффузивах (0,62%), значительно понижается оно в сфалеритах последующих жильных кварц-полиметаллических и кварц-барит-флюорит-полиметаллических (0,36%) месторождений. Отклонения от этой закономерности связаны с рассеиванием кадмия в сопровождающих его минералах — халькопирите и блеклой руде (Кургашинкан, Наугарзансай, Лашкерек).

Прямой корреляционной связи между содержанием железа, марганца и кадмия в сфалерите отдельных месторождений нет, но для региона она проявляется в том, что высокое содержание кадмия имеют наиболее железистые сфалериты скарновых месторождений, а низкое — жильные, в которых сфалерит представлен клейфаном.

Медь — постоянный спутник сфалерита. Ее присутствие связано с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, а в высокотемпературных разностях еще и с наличием кубанита. Иногда в сфалерите присутствует медь при отсутствии железа, что может свидетельствовать об изоморфизме между цинком и медью.

Ртуть изоморфна с цинком. Заражены ртутью сфалериты золоторудных субвулканических месторождений (20 г/т) Кураминского хребта, стратиформных полиметаллических месторождений (25 г/т) Западного Узбекистана. Спектральные анализы показывают региональную зараженность ртутью сфалеритов почти всего Южного Узбекистана.

По данным спектральных анализов кобальт — довольно постоянная изоморфная примесь в сфалерите (встречаемость 10—80% в количестве 0,00п—0,п%). Химические анализы показали сотые доли кобальта в сфалеритах скарново-рудных и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Никель встречается эпизодически и обычно в очень низких содержаниях (4—35 г/т), и только сфалериты колчеданно-полиметаллических месторождений довольно постоянно фиксируют этот элемент в количестве около 104 г/т.

As, Sb, Bi связаны с микровключениями различных сульфидов. Обращает на себя внимание повышенная висмутоносность сфалеритов Чаткальского хребта по сравнению со всеми остальными (кроме низкотемпературных и стратиформных в карбонатных породах).

Средние содержания индия в сфалеритах отдельных месторождений Кураминского хребта составляют 7—260 г/т. Наиболее высокие количества индия зафиксированы в сфалеритах касситерит-сульфидного месторождения Наугарзансай (260 г/т) и прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождений в эффузивах (60 г/т), примерно в 6—1,5 раза выше минерального кларка.

В скарново-рудных месторождениях Чаткальского хребта сфалериты имеют повышенную примесь этого элемента (77 г/т).

В колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана примесь In в сфалерите составляет 16 г/т, что почти в 2,5 раза ниже минерального кларка.

Галлий концентрируется в сфалеритах кварц-барит-флюорит-полиметаллических месторождений (Наугарзан, Кенкол, Баритовая горка), в которых среднее содержание галлия соответственно равно 281, 76, 150 г/т, а в среднем составляет 213 г/т, что в несколько раз превышает минеральный кларк 41,37 г/т (Вершковская, 1957, 1960, 1961, 1964; Моисеева, 1969). Самое высокое содержание галлия установлено в сфалерите золоторудного месторождения Кочбулак — до 2350 г/т и Наугарзан — до 900 г/т (Маркова, 1969; Вершковская, 1960).

Отмечается повышенная галлиеносность сфалеритов стратиформного месторождения Учкулач (Западный Узбекистан) в девонских карбонатных породах (Чеботарев, 1964) и молодых осадочных месторождениях Южного Узбекистана (100 и 57 г/т).

Для гидротермального сфалерита характерна дефицитность германия (0,0—7,7 г/т) по сравнению с минеральным кларком (43,3 г/т). Германием обогащены сфалериты стратиформных и осадочных месторождений; в Чаткальских—120 г/т, в сфалерите из Учкулача—50 г/т, а в Южно-Узбекистанских — 67 г/т (в юрских отложениях).

Таллий—дефицитный элемент в сфалеритах большинства месторождений Узбекистана (сл. —3 г/т). Он сконцентрирован только в сфалерите Лачинханы—55 г/т (кварц-флюорит-колчеданно-полиметаллическое месторождение в Чаткале) и в Учкулаче —39 г/т (Чеботарев, 1969, 1964) (минеральный кларк — 19 г/т по В. В. Иванову, 1966).

Селен и теллур обычно дают низкие содержания. Селен несколько концентрируется в колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана (86 г/т) и в скарново-шеелитовых Западного (48 г/т). В пределах Кураминского хребта повышенные содержания селена характерны для касситерит-сульфидного рудопроявления Наугарзансай, а теллура — для золоторудного месторождения Кочбулак (65 г/т).

В рассеянном состоянии золото фиксируется в отдельных пробах сфалерита многих регионов. Серебро присутствует во всех сфалеритах. Несколько повышено оно в сфалеритах из прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождений в эффузивах, в мышьяковых и золотых, руды которых обогащены серебром. Пониженное содержание серебра отмечается в сфалерите касситерит-сульфидного рудопроявления Наугарзансай и в сфалерите жильных кварц-полиметаллических, кварц-барит- и кварц-барит-флюорит-полиметаллических месторождений. Серебро в сфалерите связано с вростками серебряных минералов.

По данным спектральных анализов, помимо рассмотренных элементов, отмечается примесь Sn за счет вростков станнина (Наугарзан-

сай, Кургашинкан, Пирмираб, Гудас, Канджол и др.), иногда Mo, W, TR за счет вростков молибденита, шеелита и редкоземельных минералов.

Параметры решетки сфалерита непостоянны, их размеры зависят от суммы примесей Fe, Mn и Cd. Приводим результаты замеров параметров решетки минерала.

| Месторождение | Параметры решетки сфалерита, | Автор |
|---------------|------------------------------|----------------------------|
| | Å | |
| Перевальное | 5,4125—5,4168 | Болдырева, Чернышева, 1969 |
| Гудас | 5,408 — 5,419 | Клиентова, Малыхов, 1966 |
| Курусай | 5,394 — 5,408 | Сазонов, 1961 |

Сульфид цинка характеризуется значительным числом структурных модификаций, т. е. политипией. Группой исследователей из ИГЕМа (Платонов, Шадлун, Полякова, Добровольская, 1969) изучена политипия природных сфалеритов из многих объектов Советского Союза, и в том числе один образец из Канджола (10,2% Fe), показавший кубичность упаковки 100%.

Формы выделения и парагенетические ассоциации сфалерита охарактеризованы по отдельным регионам. Самые крупные скопления сфалерита в Кураминском хребте приурочены к скарново-полиметаллическим месторождениям (Кургашинкан, Алтынтопкан, Кансай, Джангалык и др.); значительную роль играют прожилково-вкрапленные месторождения в эффузивах (Лашкерек, Замбарак, Чукурджилга, Караташкотан, Канимансур, Учочак) и меньшую — жильные (Гудас, Наугарзан, Баритовая горка и др.). Кроме того, сфалерит присутствует в рудах самых различных месторождений — арсенипиритовых, медно-молибденовых, золотых, Ni-Co-Ag, буроугольных, скарново-магнетитовых, касситерит-сульфидных и др. Характерно преобладание сфалерита над галенитом в скарново-полиметаллических месторождениях, в касситерит-силикат-сульфидном и в медно-молибденовых в 1,5—2 раза, а во всех остальных, более поздних, его в 3—6 раз меньше, чем галенита.

В высокотемпературных месторождениях сфалерит выделяется метасоматическим путем, а в низкотемпературных — выполняет трещины и пустоты, слагает гнезда, вкрапленности и линзы. Он избирательно замещает пироксен, волластонит, амфибол и во вторую очередь графиты. Эта избирательность связана с предварительным разложением скарновых минералов и развитием по ним карбонатов, и уже в последующем процессе по карбонатам развиваются рудные минералы и в том числе сфалериты. Из рудных минералов сфалерит замещает магнетит, тематит, мушкетовит, арсенипирит, пирит (рис. 25), пирротин, халько-

пирит с образованием различных коррозионных и графических структур. Сам сфалерит в различной степени замещается галенитом и блеклой рудой.

На одном из скарновых месторождений (Курусай) определена температура образования сфалерита методом декрепитации и исчезновения при нагревании эмульсионных продуктов распада халькопирита, пирротина, кубанита. Она находится в пределах 350—450°C (Сазонов, 1961; Элинсон, Сазонов, 1966). Вторая генерация сфалерита имеет под-

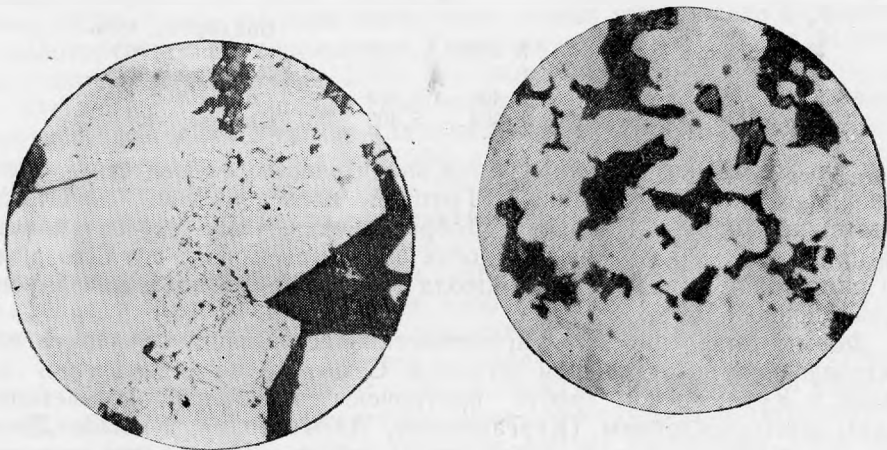


Рис. 25. Скелетная структура замещения пирита сфалеритом. Месторождение Курусай 1. Полированный шлиф, ув. 189.

Рис. 26. Угловатые вкрапленники сфалерита в промежутках между зернами кварца. Месторождение Гудас. Полированный шлиф, ув. 54.

чиненное значение и представлена переотложенной клейофановой разностью в виде жилок, гнезд, друзочек и корочек колломорфной текстуры.

В прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождениях среди эффузивов (Лашкерек, Замбарак, Тарыжан, Учочак, Чукурджилга и др.) имеются две генерации сфалерита аналогично галениту.

В мышьяковых месторождениях (Гайнаккан, Каптархана) установлены две генерации сфалерита. Первая в виде темных разностей слагает крупные вкрапленники и гнезда среди арсенопирита, корродируя его в различной степени, часто замещая отдельные зоны в нем, цементирует раздробленные зерна пирита и замещает халькопирит. Сам корродируется галенитом. Вторая генерация представлена светло-ко-

ричной разностью в жилках кварц-кальцитового состава с подчиненным флюоритом и анкеритом. Он тесно ассоциирует с тетраэдритом, халькопиритом и галенитом и замещается ими. Эти жилки секут арсенопиритовые рудные тела.

Сфалерит в кварц-баритовых и кварц-барит-флюорит-жильных полиметаллических месторождениях (Наугарзан, Кенкол, Баритовая горка и многие другие) чаще всего выполняет угловатые промежутки в жильных минералах (рис. 26). Он образует в жилах вкрапленность, гнезда от 3—4 до 10—15 см, прожилкообразные скопления и просечки.

В медно-молибденовых месторождениях сфалерит (Кальмакыр, Дальнее) преобладает над галенитом. Он образует вкрапленность, прожилки до 1 мм, линзы совместно с галенитом и молибденитом в измененных породах и вкрапленность в различных прожилках—ангидритовых, ангидрит-кальцитовых, ангидрит-гипсовых и кварцевых в ассоциации с другими сульфидами.

В касситерит-сульфидном рудопроявлении Наугарзансай сфалерит — преобладающий рудный минерал. Выделяется в виде вкрапленности размером в десятые и сотые доли миллиметра и мелких гнезд (1—2 см). Сфалерит замещает магнетит и халькопирит. Имеются звездочки сфалерита в халькопирите.

Сфалерит — постоянный спутник в золоторудных месторождениях района. В них он выделяется в виде вкрапленности и гнезд. В буроугольном месторождении Ангрэн сфалерит клейофанового состава образует кристаллические корочки, налеты, сферические друзочки и розетки в углях, вкрапленность в трещинах и в базальных песчаниках (Николаева, 1967).

В Западном Узбекистане в скарново-шеелитовых месторождениях (Лянгар, Ингичке, Койташ) сфалерит встречается в виде изометричных вкрапленников и гнезд до 5—6 см, небольших линз и редких кристаллов тетраэдрического облика. Он замещает скарновые минералы и по системе тонких жилок распространяется в шеелит. Имеется еще более ранний сфалерит в виде звездочек в халькопирите.

В скарново-полиметаллических месторождениях (Кызкурган, Тым, Джилао, Чаштепе) сфалерит присутствует в виде вкрапленности и мало-мощных прожилков, содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина.

В месторождении стратиформного типа Учкулач сфалерит образует довольно равномерную рассеянную дисперсную вкрапленность и в доломите, без признаков его замещения (I генерация). Сфалерит II генерации представляет переотложенную разность. Это главная составляющая руды. Он, как правило, обладает колломорфной структурой в виде почек, концентрически-зональных агрегатов, фестончатых образований и мелких сферических тел. Отдельные концентры его сложены

тонкими волокнистыми индивидами, а иногда с едва заметной анизотропией (Чеботарев, 1964). В парагенетической ассоциации с ним находятся колломорфные разности марказита, галенита, халькопирита, блеклой руды, бурнонита, а из нерудных — барит.

Колломорфные сфалериты,—вероятно, относительно более молодые образования, так как вряд ли они могли хорошо сохраниться без признаков перекристаллизации с палеозойского времени.

В Чаткальском хребте в скарново-рудных месторождениях (Джурджурек, Мискац, Кошмансай и др.) сфалерит образует пылевидные и звездчатые выделения в халькопирите, вкрапленность и гнезда в скарнах в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, пирротином, халькопиритом и прозрачный ярко-зеленый сфалерит в поздних кварц-карбонатных жилах в ассоциации с галенитом.

В Устарасае сфалерит приурочен к маломощным кальцитовым жилам разного направления мощностью 2—7 см. В них он образует крупные выделения размером до 5 см. Ассоциирует с буланжеритом, галенитом, арсенопиритом, бурнонитом, халькопиритом и пиритом. По данным Э. Ф. Минцера, температура выделения этого сфалерита, определенная методом декрепитации, равна 210°.

В Лачинхане, по данным Э. А. Дунин-Барковской, сфалерит присутствует в виде вкрапленности, прожилок до 2 см мощностью в ассоциации с баритом и флюоритом и натечно-колломорфных отложений и желваков с бурым халцедом (1—5 см).

В стратиформном месторождении Сумсар, по данным Л. М. Лурье (1963), сфалерит клейофанового типа. Он образует рассеянную вкрапленность, почти не отличимую от вмещающей породы (0,0—3 мм), небольшие прожилки и скопления неправильной формы, приуроченные к микрозернистым доломитам, бариту и к сутурь-стилолитовым швам. В крупнокристаллическом доломите сфалерит выполняет полости, стенки которых сложены идиоморфными кристаллами доломита. Парагенетическая ассоциация—сфалерит—галенит—доломит—барит—кварц. Последующая генерация сфалерита приурочена к жилам доломита, секущим выделения барита и светлого сфалерита. Характерно отсутствие включений в сфалерите.

В Южном Узбекистане известна эндогенная минерализация в палеозое и осадочная в меловых отложениях.

В колчеданно-полиметаллических месторождениях (Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль, Кызылсай, Чакчар и др.) сфалерит—один из главных минералов. Содержание его в рудах обычно больше галенита. Он слагает гнезда, полосы, чередующиеся с пирит-халькопиритовыми, окаймляет обломки туфов. Сфалерит мелкозернистый (0,05—0,1 мм) и содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, редко пирротина. Сфалерит в виде характерных звездчатых образований отмечает

ся в халькопирите. Сфалерит II генерации клейофанового состава представляет собой кристаллы тетраэдрического габитуса (до 2 см) в кварц-карбонат-баритовых прожилках (Михайлова, Панкратьев, 1971).

В скарновых рудопроявлениях (Тиллякан, Чуянкан, Дауташ), по данным С. Т. Бадалова и И. М. Голованова, небольшие количества сфалерита образуют вкрапленность размером от 2—5 мм до 1,5 см в ассоциации с халькопиритом и галенитом, а местами с пиритом, гематитом, магнетитом и ильменитом.

Помимо эндогенных месторождений, в Южном Узбекистане в Байсунском районе известны многочисленные проявления осадочного сфалерита, приуроченные к породам юрского (Янгаклык) и мелового (Аулат, Ичкарисай, Кайрак, Аксу) возраста. Сфалерит представлен клейофаном в виде тонкой вкрапленности и крупных монокристаллов до 2—3 см, возникших в результате замещения фауны, но чаще всего образовавшихся в глинистых «катышах», располагающихся по напластованию известковистых горизонтов, которые иногда почти полностью замещены сфалеритом (Шмулевич, 1958, 1961, 1962).

В Северных Кызылкумах среди фосфоритоносного горизонта эоцена имеются конкреции серного колчедана почковидной формы, которые содержат хорошо ограненные кристаллы сфалерита красновато-коричневого цвета размером 3 мм (Каржаув, Колдаев, 1967).

Вюртцит — ZnS

Вюртцит—редкий минерал. Установлен в касситерит-сульфидном рудопроявлении Наугарзансай (Кураминский хребет) и в пределах стратиформного полиметаллического месторождения Уччулач (Западный Узбекистан). Изучен слабо.

Слагает пластинчатые (Наугарзансай) и волокнистые (Уччулач) агрегаты. Микротвердость 218—258 кг/мм². Вюртцит Наугарзансая в отраженном свете серый со слабым фиолетовым оттенком, а сфалерит в отличие от него имеет буроватый оттенок. Слабо анизотропен. В прозрачных шлифах вюртцит отличается от сфалерита своей анизотропией.

Характерно полное отсутствие в нем тонких вростков сульфидов, тогда как находящийся с ним в сростании сфалерит переполнен тончайшими включениями рудных минералов.

Вюртцит образует краевые каемки вокруг зерен сфалерита, прожилки, не выходящие за их пределы, а также неправильные скопления в нем. Иногда вюртцит образует тончайшие сростания с марказит-мельниковитом в массивных колчеданных скоплениях колломорфной и сферолитовой текстуры. Вюртцит выделялся в условиях повышенной кислотности растворов.

В Учкулаче вюрцит приурочен к колломорфным разностям руд, в которых слагает волокнистые слабо анизотропные разности, обогащенные таллием и германием. Большая часть вюрцита в этом месторождении перешла в сфалерит.

Гриноцит — CdS

Гриноцит в незначительных количествах широко распространен в полиметаллических месторождениях Кураминского хребта, встречается в месторождениях Западного и Южного Узбекистана. Минерал отмечали многие исследователи (Арапов, 1936; Бетехтин, 1940; Вольфсон, 1936; Баталов, 1941).

Гриноцит выделяется в виде налетов лимонно-желтого и оранжевого цвета по трещинам спайности в сфалерите и кварце, но вблизи сфалерита. В Алтынтопканском свинцово-цинковом месторождении представлен аморфной разностью — ксантохроитом, образующим на сфалерите тонкие землистые налеты. В Кансае обломки крепи в древних выработках пропитаны зеленовато-желтым гриноцитом.

Гриноцит — характерный минерал зоны гипергенеза. Он образуется в результате разложения кадмиенового сфалерита в качестве сброшенного продукта. В кислых водах ZnS растворяется и цинк выносится в виде сульфатов, а CdS большей частью не растворяется и выделяется в присутствии сернистых соединений в виде гринокита, частью Cd, в виде примеси входит в госларит, смитсонит, гидроцинкит и другие цинковые минералы.

Хоулит — CdS

Хоулит как редкий минерал установлен М. Р. Еникеевым (1970) в зоне окисления полиметаллических месторождений Алтынтопканского рудного поля. Среди известных в литературе это третья находка.

Минерал имеет мелкозернистое и землистое сложение. Он мягкий, маркий, легко растирается пальцами. Цвет ярко-желтый, изредка переходящий в желто-оранжевый.

Под микроскопом в иммерсионных жидкостях порошок хоулита также ярко-желтый, но со слегка коричневатым оттенком, изотропный. показатель преломления высокий.

Спектральным анализом двух образцов хоулита из Главной рудной зоны установлены: Cd, Zn, Mg, Ca, Al, Pb, Mn, Fe (около 1%); Cu (0,0п%); As, Be, Ti, Bi (0,00п%).

В рентгенограмме выявлена идентичность линий исследуемого хоулита с искусственным кубическим CdS. Главные линии: 3,34—3,36 (10), 2,058—2,065 (8—10), 1,753—1,755 (6—10), 1,329—1,338 (3—5). Параметр решетки хоулита « a_0 » из Алтынтопкана (5,815 Å) отвечает величине параметра хоулита из Бучника в Чехословакии.

Хоулиит—гипергенный минерал. Он образовался в зоне окисления путем разложения кадмиеносного сфалерита. Чаще всего отлагается на зернах сфалерита или на скарных минералах в виде порошковых налетов или слегка уплотненных корок.

Киноварь — HgS

В Узбекистане и сопредельных районах киноварь известна с древнейших времен, так как употреблялась нашими предками в качестве дорогой пурпурной краски. Затем была вновь «открыта» в начале 40-х годов нашего столетия.

К началу 50-х годов шлиховым опробованием установлено широкое распространение сульфида ртути по всей территории Узбекистана. Дальнейшие поиски привели к выявлению большого количества коренных рудопоявлений.

В изучении минералогических особенностей киновари принимал участие большой коллектив минералогов (Финкельштейн, 1961, 1963, 1966, 1969, 1970; Финкельштейн, Николаева, 1969; Федорчук, 1966; Терехова, Тимофеева, Быковская и др., 1971; Карабаев, 1961, 1970; Борискин, 1968, и др.).

Киноварь широко распространена в Западном и Юго-Западном Узбекистане, на северо-востоке республики редка, а на остальной территории не известна.

Для сульфида ртути характерны гнездообразные скопления мелкокристаллической киновари размером до 7×20 см (Карасу, Джалгыз), линзы с крупнокристаллической киноварью размером $0,1 \times 1,0$ м (Капканное) и брекчия, где цементом служит сульфид ртути (Карасу, Мыкское, Капканное).

На месторождении Карасу в друзовых пустотах отмечаются кристаллы размером до 3,5 см, большинство из которых представляют собой двойники прорастания с двойниковой плоскостью (0001), образованные двумя ромбоэдрами (1011). Длина их ребер достигает 2,5 см; у отдельных кристаллов различаются грани гексагональной призмы (1010) (Финкельштейн, 1963).

В Майданшахе киноварь обычно мелкозернистая, кристаллы в виде ромбоэдров разных конфигураций, клинообразных скаленоэдров и сросшихся двойников размером до 1—2 мм. Имеются порошкообразные скопления (Карабаев, 1961).

Окраска минерала от светло- до вишнево-красной и красно-черной. Отмечается свинцово-серая, иногда синяя побежалость. Блеск алмазный. Удельный вес 7,6—8,1. Хрупкий. Микротвердость в различно ориентированных срезах минерала следующая: в плоскости (1010)—35—58 кг/мм²; (1011) — 63—106; (0001) — 100—155 кг/мм² (Финкельштейн, Николаева, 1969).

Селен в киновари изоморфно замещает серу в пространственной решетке минерала или связан с мельчайшими включениями тиманнита. Ниже приводим содержание селена в киновари из различных месторождений Узбекистана (вес. %).

| <i>Месторождение</i> | <i>Селен</i> | <i>Автор</i> |
|---|--------------|----------------------------------|
| Туркестанский хребет и Мальгузарские горы | | |
| Карасу | 0,403(11) | Финкельштейн, Николаева 1969, |
| Чонкой | 0,0012(1) | |
| Джалгыз | 0,30(1) | |
| Узунсай | 0,64(1) | |
| Мык | 0,0026(2) | Финкельштейн, 1971 |
| Гумбелес | 0,0009(1) | |
| Мечетьсай | 0,0123(1) | |
| Гиссарский хребет | | |
| Ширдаг | 0,4125(1) | |
| Тамдытау | | |
| Чуакбай | 0,2025(1) | |
| Ауминзатау | | |
| Джалгыз | 0,1750(3) | |
| Кульджуктау | | |
| Кульджук I | 0,3270(1) | |
| Кульджук II | 0,0340(1) | |
| Восточное | 0,0046(2) | |

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории САИГИМСа Л. Л. Галкиной. В скобках — число проб.

Отмечается прямая зависимость между содержанием селена и плотностью окраски минерала. Количество теллура намного ниже (до 0,009%). Имеется небольшая примесь золота, спорадически отмечаются платиноиды. Приводим содержание благородных элементов в киновари из месторождений Узбекистана (г/т).

| <i>Месторождение</i> | <i>Кол-во проб.</i> | <i>Au</i> | <i>Pt</i> | <i>Pd</i> | <i>Rh</i> |
|----------------------|---------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Джалгыз | 4 | 0,25 | 0,00 | 0,25 | 0,00 |
| Алтын - Аул | 1 | 0,30 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Карасу | 2 | 0,15 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ташбулак | 1 | 0,25 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

Примечание. Лаборатория МГ УзССР, аналитик Л. Ф. Толкачева и Е. Холопова.

В единичных пробах спектрально устанавливается Cu, Pb, Mo, Cd, Sn, Ag, а для киновари Западно-Кугитангских месторождений характерна примесь Ge и Ga.

Рентгенометрический анализ не выявил каких-либо отличий исследованных нами образцов от минерала из других месторождений Советского Союза.

На рудопроявлении Тепар встречена гипергенная порошковатая киноварь, образовавшаяся в результате выноса ртути из окисляющейся блеклой руды и пирита.

Согласно данным В. П. Федорчука (1966), в Узбекистане и сопредельных районах ртутные рудопроявления связаны с поздневарисским и киммерийским металлогеническими циклами. Первые представлены доломит-киноварной формацией (Карасу в Мальгузарских горах, Джилга в Зирабулак-Зиаэтдинских горах), кальцитово-киноварной (горы Каракчатау), диккитово-киноварной (Мык, Мечетьсай в Мальгузарских горах), лиственитово-киноварной (Паскуча в Северо-Нуратинских горах), алунитовой (Аксаката); вторые — ртутно-полиметаллической (Майданшах).

Киноварно-доломитовая формация является ведущей для Западного Узбекистана (Карасу в Мальгузарских горах, Джилга в Зирабулак-Зиаэтдинских горах). Ртутная минерализация приурочена к доломитовым известнякам девонского возраста, к межпластовым зонам повышенной трещиноватости и дробления. Киноварь выделяется в виде гнезд и вкрапленности в парагенетической ассоциации с кварцем, антимонитом, доломитом, баритом, серицитом.

Кристаллы киновари растут на гранях кристаллов жильного доломита и замещают его по трещинам спайности (Финкельштейн, 1963).

Кальцитово-киноварная формация (некоторые рудопроявления гор Каракчатау) характеризуется секущими формами тел (гнезда, штокверки, жилы в палеозойских известняках). Единственный рудный минерал — киноварь, выделяющийся в виде тонких прожилков, гнезд и рассеянной вкрапленности. В парагенетической ассоциации с киноварью находится кальцит и в подчиненном количестве кварц (Федорчук, 1966).

В киноварно-диккитовой формации (Мык и Мечетьсай в Мальгузарских горах) киноварь приурочена к горизонту конгломератов, залегающих среди сланцев в виде гнезд и вкрапленности. В парагенетической ассоциации с киноварью встречаются пирит, сидерит, гематит, диккит.

В киноварно-лиственитовой формации (Паскуча в Нуратинском хребте) киноварь встречается в карбонатных жилах, широко развитых в лиственитовых зонах в ассоциации с кальцитом, диккитом, кварцем.

Алуни-киноварная формация представлена некоторыми рудопроявлениями Западного Узбекистана (в районе Паскуча). Здесь встречаются линзо- и трубообразные тела в черных кремнях с единичными

вкрапленниками киновари вдоль тонких трещин в породе халцедоново-го состава.

Алунитовая формация (Аксаката в Чаткальском хребте) включает вкрапленность киновари в брекчированной зоне среди вторичных кварцитов в ассоциации с гематитом, марказитом, диаспором, алунитом и самородным золотом (Борискин, 1969).

В киноварно-полиметаллической (с баритом) формации в горах Кургитанг (Майданшах и др.) киноварь приурочена к цепочке барит-кальцитовых жил, залегающих в верхнеюрских известняках вдоль разлома. Отлагается в виде гнезд (1—1,5 см), прожилок (1—3 мм) и вкрапленности в брекчиях, ассоциируя с метациннабаритом, пиритом, сфалеритом, кальцитом, баритом, кварцем, флюоритом, доломитом. Замещает вдоль трещин спайности и микротрещинам кальцит (Карабаев, 1961).

В качестве второстепенной примеси киноварь отмечается в золотых и многих полиметаллических месторождениях Кураминского хребта. Киноварь — характерный парагенный минерал приповерхностных золотрудных месторождений (Моисеева, 1969).

Метациннабарит — HgS Онофрит — Hg(S, Se)

Минерал обнаружен в Карасу (Финкельштейн, 1961), Джалгызе (Тимофеева, 1967), Буратбулаке (Исмаилов, 1963), Востоке-1 (Лиценмайер, 1963), Майданшахе (Карабаев, 1965). Образует вкрапленники и кристаллы кубической формы до 2 мм (Карасу).

Цвет грифельно-черный, черта черная, блеск смолистый, хрупок, излом неровный. Микротвердость 78 кг/мм² (Карасу).

В отраженном свете светло-серый со слабым коричневатым оттенком. Отражательная способность заметно ниже, чем у киновари (∞ 28—29%). Минерал изотропен, иногда слабо анизотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют.

Рентгенограмма метациннабарита из Карасу отвечает эталону.

Метациннабарит в небольшом количестве имеется во многих ртутных месторождениях. Он выполняет интерстиции в кварце и кальците и замещается киноварью.

Онофрит — промежуточный минерал изоморфного ряда метациннабарит—тиманнит. Обнаружен в 1969 г. Ю. В. Финкельштейном в горах Кульджуктау на ртутном рудопроявлении Кульджук в Центральных Кызылкумах. Минерал редкий, он известен всего в пяти пунктах. В Советском Союзе это вторая находка.

Онофрит имеет черный цвет, алмазный блеск, неровный излом, часто раковистый. Удельный вес 7,75. Микротвердость 59,3—76,4, в среднем 66,8 кг/мм²

В отраженном свете серовато-белый, отражательная способность немного ниже киновари и близка к метациннабариту. Минерал изотропный, внутренние рефлексы отсутствуют.

Состав минерала был определен с помощью микроанализатора MS — 46 фирмы «Камека» в двух зернах. В первом зерне (вес. %): Hg — 81,0; S — 12,6; Se — 5,6; Zn — 0,80; во втором зерне: Hg — 80,1; S — 10,0; Se — 9,6; Zn — 0,3% (аналитик Ю. А. Волков). Приведенные результаты анализов свидетельствуют о некоторых вариациях состава онофрита за счет различного содержания в нем серы и селена.

Рентгенограмма исследованного минерала соответствует рентгенограмме метациннабарита, но межплоскостные расстояния его завышены. Главные линии: 3,42 (10), 2,09 (8), 1,780 (7). Период решетки: $a = 5,912 \pm 0,01 \text{ \AA}$, что несколько выше периода решетки метациннабарита (аналитик В. А. Григоренко).

Общее соответствие рентгенограммы исследуемого минерала рентгенограмме метациннабарита при несколько повышенных размерах элементарной решетки и высокое содержание в нем селена указывают на принадлежность его к промежуточному члену изоморфного ряда (метациннабарит-тиманнит) — онофриту.

Онофрит приурочен к известковой брекчии, залегающей на контакте известняков с пачкой кремнистых и глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Онофрит образует вкрапленность в кальцитовом цементе брекчии. Размеры вкрапленников составляют от десятых долей до 6 мм. Вместе с онофритом встречаются киноварь, пирит, тиманнит, антимонит, а из жильных — кальцит, кварц, серицит.

Алабандин — $\alpha\text{-MnS}$

Алабандин упоминается в жилах Сарымсахлы (Наследов, 1935; Бетехтин, 1940; Уклонский, 1940), а позже в жилах Сартабуткана (по Касымову).

Никаких сведений об этом минерале указанные авторы не приводят.

Гауерит — MnS_2

Гауерит отмечается в осадочно-метаморфическом месторождении марганца Дауташ в г. Каратюбе. Минерал редкий. Установлен в шлифах. Наблюдается в виде идиоморфных зерен с квадратными сечениями. Цвет серо-белый, рефлексы красно-бурые. Травится HCl, выделяя H₂S. Изотропен.

Гауерит слагает в тонкозернистой карбонатной породе редкие полосочки в ассоциации с кальцитом, Мп-кальцитом, пирротинном и марказитом.

Пирротин — $Fe_{1-x}S$ Ni-пирротин

Пирротин в Узбекистане впервые был отмечен И. В. Мушкетовым (1891) в Самаркандской области, в последующие годы найден многими исследователями в различных месторождениях Чаткало-Кураминского региона, Западного и Южного Узбекистана.

Пирротин слагает массивные агрегаты бронзово- и красно-желтого цвета с металлическим блеском, излом полураковистый, хрупок.

В полированных шлифах выявляется его зернистое строение. Зерна изометричные размером 0,5—2,0 (Курусай) и 0,03—2 мм (Тасказган), плотно прилегающие друг к другу. Микротвердость 300 кг/мм² (Курусай), 260—320 (Хандиза), 305 (Кальмакыр), 244—330 кг/мм² (Тасказган). Отмечаются магнитные и немагнитные разности.

В отраженном свете светло-желтый с коричневато-розовым оттенком. Двупреломление в иммерсии отчетливое. Сильно анизотропный с цветным эффектом от желтовато-серого до красновато-коричневого. Имеются пластинчатые двойники.

Выявлены две типичные разности пирротина в Тасказгане — моноклинная и гексагональная (Кромская, 1970) и моноклинная в Алмалыке (Бадалов, Туресебеков, 1966). Во всех остальных пунктах минерал описывается без деления на структурные модификации.

Моноклинный и гексагональный пирротин имеет различные дифрактограммы, магнитность и микротвердость (моноклинный \approx 305 кг/мм², гексагональный \approx 250 кг/мм²).

Спектральными анализами в пирротине выявлены постоянные примеси: Cu, Zn, Mn, Co, Ni и частые: Pb, V, As, Bi. Высокое содержание никеля и повышенное кобальта характерно для пирротинов никель-графитового месторождения Тасказган (табл. 15) — 1,88 и 1,69%, позволяющее отнести их к никелевой разновидности.

Акцессорные пирротины Западного Узбекистана постоянно содержат Sr (0,05—0,5%), Ni (0,006—0,8%), Co (0,01—0,04%), Cu (0,007—0,02%). Довольно высокая концентрация кобальта отмечается в пирротине мышьяк-висмутового месторождения Устарасай. Местами в пирротине концентрируется золото (Мурунтау, Тасказган), местами — мышьяк и селен. Высокое содержание селена отмечено в пирротине из метаморфических углеродистых микрокварцитов гор Ауминзатау. В пирротине Тасказгана имеется примесь платиноидов.

Установлено несколько генетических типов пирротина: магматический, постагматический, осадочно-диагенетический.

Акцессорный пирротин магматического типа встречается в габброидных породах Западного Узбекистана (Тасказган, Султануиздаг, Тамды), Кураминского хребта (Актепе) (Кромская, 1970; Моисеева,

Таблица 15

Содержание редких и рассеянных элементов в пирротине, г/т

| Месторождение | Рудная формация | Ni | Co | Se | Te | Tl | Ga | As | Ag | Au | Автор |
|---------------|---------------------------------|-----------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|--------|------------|--|
| Ингичке | Скарново-шелитовая | — | — | 33 (24) | 1,5 (24) | 2,5 (5) | 8,9 (5) | — | 38 (2) | — | Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971 |
| Чаштепе | То же | — | — | 6 (3) | 0,0 (3) | — | — | — | — | — | |
| Лянгар | " | — | — | 17 (4) | 4,0 (4) | — | — | — | — | — | |
| Койташ | " | — | — | 100 (32) | 14 (32) | 2,1 (10) | 2,1 (10) | — | — | — | |
| Угат | " | — | — | 33 (8) | 12 (8) | 1,0 (4) | — | — | — | — | |
| Луминзатау | Углеродистые микрокварциты | — | — | 311 (2) | — | — | — | — | — | — | Савельев, 1970 |
| Устара-сай | Мышьяково-висмутовая | — | 900 (2) | 20 (9) | 20 (9) | — | — | — | 12 (2) | 0,103 (7) | Минцер, 1969; Попова, Минцер, 1964; Дунин-Барковская, 1969; Кромская, 1970 |
| Тасказган | Никель-графитовая | 18800 (5) | 460 (5) | — | — | — | — | 0,0 (5) | — | — | |
| Мурунтау | Кварц-пирит-арсенопирит-золотая | 16300 (5) | 514 (5) | — | — | — | — | 1780 (5) | — | 2,3 (2) | Юдин, 1971 |
| | | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,097 (27) | |

1969; данные Свириденко и др.). Приводим химический состав пирротина из Тасказгана, вес. % (Кромская, 1970):

| Компонент | I | II |
|-----------|--------|--------|
| Fe | 57,24 | 54,38 |
| Ni | 1,88 | 1,63 |
| Co | 0,046 | 0,051 |
| As | 0,00 | 0,178 |
| S | 38,56 | 36,72 |
| Сумма | 97,726 | 92,959 |

Примечание. I — аксессуарный магматический пирротин в габбро; II — вкрапленность пирротина в графитизированном габбро.

Пирротин образует в магматических породах рассеянную вкрапленность в виде каплеобразных, изометричных и ксеноморфных зерен (0,01—15 мм). В Тасказгане магматический пирротин представлен гексагональной разностью (определена методом магнитной порошковой граммы и с помощью травления). Гексагональная разность меньше, чем моноклинная, покрывается магнитной эмульсией и остается светлой при травлении КОН. В Тасказгане пирротин находится в сростках с халькопиритом и пентландитом. В Актепе часто замещает магнетит, а вросстки рутила, имеющиеся в нем, сохраняются и в пирротине, не затронутые замещением.

В Тасказгане постмагматический Ni-пирротин представлен моноклинной разностью. Он характерен для гидротермально измененного графитизированного габбро, в котором образует редкую и густую вкрапленность, гнезда и прожилкообразные выделения. Он тесно ассоциирует с графитом, который обволакивает пирротин и проникает по микротрещинам внутрь зерен. Находится в сростках с халькопиритом, пентландитом, герсдорфитом, никелином, арсенопиритом. Замещается пиритом и бравоитом.

В скарново-шеелитовых месторождениях Западного Узбекистана (Лянгар, Койташ, Угат, Чуюн, Чаштепе, Ингичке, Яхтон и др.) пирротин — самый распространенный сульфид (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971). Он образует сплошные скопления, прожилки, жилы, линзы, вкрапленность. Пирротин замещает скарновые минералы и содержит реликты от замещения халькопирита, арсенопирита, молибденита, шеелита. Встречается в мраморизованных известняках в виде мелких шарообразных и овальных образований совместно со сфалеритом и галенитом. Пирротин из Койташа имеет высокое содержание селена (100 г/т).

В скарново-полиметаллических и скарново-магнетитовых месторождениях Чаткало-Кураминского региона пирротин встречается в небольшом количестве в двух генерациях.

Первая генерация представлена редкими гнездами и вкрапленниками в скарново-рудных телах. Такой пирротин замещает магнетит и пирит, а сам в различной степени корродируется халькопиритом, сфалеритом, галенитом, марказитом. Температура образования пирротина в скарново-рудном месторождении Курусай, определенная методом растрескивания, равна 350—460°C (Сазонов, 1962).

Вторая генерация пирротина образует эмульсиевидную вкрапленность в сфалерите в виде точечных включений и тонких пластинок с образованием типичных структур распада.

В скарново-пирротиновых с полиметаллами рудопрооявлениях Южного Узбекистана — Чош, Чормагол (Б. Ф. Василевский, 1962) пирротин, размещаясь среди волластонит-тремолит-пироксеновых скарнов, обособляется в относительно крупные линзы (размером до 3—4 м мощностью и до 40 м длиной). Он замещается пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

Пирротин слагает залежи в мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай (Чаткальский хр.) и гнезда, приуроченные к осевой части жилы мощностью 1—10 см (Дунин-Барковская, 1966).

Среди рудопрооявлений и месторождений колчеданно-полиметаллической формации Южного Узбекистана пирротин является главным минералом на медно-колчеданном рудопрооявлении Кульдара, где в ассоциации с пиритом и халькопиритом слагает руды массивной, полосчатой, брекчиевидной и сланцевой текстур.

На остальных колчеданных месторождениях пирротин встречается редко, в виде мелких гнезд (2,5×7 мм в Хандизе) и вкрапленности совместно с халькопиритом, пиритом, буланжеритом (Янгаклык) и эмульсионных выделений в сфалерите (0,008—0,04 мм).

Пирротин в осадочных и осадочно-метаморфических толщах представлен в виде мелкой вкрапленности в углеродистых микрокварцитах тасказганской свиты в Центральных Кызылкумах (Шумлянский, Горюнова, 1967).

Рассеянная вкрапленность пирротина в ассоциации с пиритом и марказитом установлена в осадочно-метаморфической толще, вмещающей золотое месторождение Мурунтау (Юдин, 1971). Размер вкрапленников 0,01—3 мм. Располагаются вдоль слоистости. Пирротин чаще обособлен от других сульфидов и представлен преимущественно гексагональной, реже моноклинной модификациями. Пирротин золотоносен. По данным И. М. Юдина (1971), тонкорассеянная сульфидная минерализация и его золотоносность имеют осадочно-метаморфический генезис.

И. Г. Ченцов (1959) отмечает пирротин в парагенезисе с урано-ванадиевой минерализацией, пиритом и ферроселитом в битуминозных карбонатных породах мезо-кайнозоя на северо-востоке Ферганской долины.

В. Ф. Савельев (1963) наблюдал эпигенетичные жилки пирита с пирротином (до 0,5 см) в аргиллитах нижнего турона Западного Узбекистана.

Ковеллин — CuS

Ковеллин известен давно, с самых ранних геологических исследований Узбекистана и упоминается многими исследователями (Наследов, 1935; Арапов, 1935; Вольфсон, 1935; Радугина, Разина, 1935; а в последующие годы в работах З. А. Королевой, М. И. Моисеевой, И. М. Голованова, С. Т. Бадалова, М. Р. Еникеева и многих других).

Ковеллин — наиболее распространенный минерал из вторичных сульфидов меди. В небольших количествах встречается почти на всех месторождениях, содержащих в рудах первичные медные минералы. Выделяется в виде порошковатых и реже плотных масс синевато-черного цвета. В шлифах выявляется его микрочешуйчатое сложение. Чешуйки либо беспорядочно ориентированы, либо слагают радиально-лучистые пучки. Размер чешуек выражается в десятых и сотых долях миллиметра.

Минерал мягкий, микротвердость 96,5 кг/мм² (Наугарзан).

В полированных шлифах обладает сильным двуотражением от светло-голубого до синего. В иммерсии двуотражение усиливается и меняется цвет. Минерал сильно анизотропный с цветным эффектом от оранжевого до пурпурно-красного.

Ковеллин — характерный минерал зоны вторичного сульфидного обогащения. Обычно развивается путем замещения первичных и вторичных сульфидов — халькопирита, галенита, сфалерита, блеклой руды, пирита, борнита, халькозина, бурнонита, образуя в них тонкие беспорядочно ориентированные нитевидные прожилочки, краевые каемки толщиной 0,01—0,1 мм и пятнистые скопления. Ковеллин в свою очередь замещается купритом, брошантитом и малахитом. Сам чаще всего замещает галенит и сфалерит по реакции обменного разложения с сульфатом меди. Сульфат цинка легко растворяется и выносится, а на его месте остается ковеллин. Англезит и частью линарит, как труднорастворимые соединения, сохраняются и в связи с этим ковеллин тесно с ними ассоциирует.

На некоторых месторождениях (Гудас в Кураминском хребте) отмечаются мелкие пластинчатые кристаллики ковеллина размером до 1 мм в мелких друзочках горного хрусталя в ассоциации с кристалликами клейофана.

Миллерит — NiS

Миллерит известен в трех пунктах: в никелевом рудопроявлении Чакрытур в Южно-Чаткальских горах (Вольфсон, 1937; Шадлун, 1940; Чирков, 1940), в двух объектах в Кызылкумах: на никель-графитовом месторождении Тасказган (Кромская, 1970) и в горах Бозтау (Маркова, Хорват, Зонов, 1970).

Минерал редкий. В горах Бозтау представлен спутанно-игольчатыми и лучистыми агрегатами, реже обособленными игольчатыми искривленными кристаллами. Длина отдельных кристаллов 0,3—5 мм. В Тасказгане миллерит образует иглообразные индивиды размером в сотые доли миллиметра. Цвет бронзово-желтый, блеск металлический, хрупкий.

В полированных шлифах в отраженном свете светло-желтый. Сильно анизотропен. Хорошо проявлена спайность.

На рентгенограмме миллерита из Бозтау выявлены следующие главные линии: 2,78 (7), 1,83 (3), 1,818 (10), 1,734 (10), 1,593 (8).

В Чакрытуре миллерит рассеян в виде мелких неправильных зерен в массе жильного кальцита и местами окаймляется бравитом. В Тасказгане миллерит образует спорадическую тонкую вкрапленность в зонах графитизированного габбро в виде тонких каемок вокруг пирротина, иглообразных включений в нем, или развивается по границам зерен виоларита и халькопирита. В горах Бозтау миллерит в сростках с герсдорфитом образует вкрапленность в редких микропрожилках в серпентинизированных дайках гипербазитов.

Реальгар — As₄S₄

Реальгар установлен Е. А. Коньковой (1964) в одном из участков Алтынтопканского рудного поля. Минерал красного цвета, мягкий, хрупкий. При нагревании в закрытой трубке дает прозрачный возгон красного цвета и характерный чесночный запах.

В полированных шлифах серый со слабым сиреневатым оттенком, отражательная способность 25—30%. Анизотропия резкая. Внутренние рефлексы сильные, оранжево-красные.

Реальгар образует мелкую вкрапленность размером 0,2 мм в карбонатно-сульфидной жиле в ассоциации с галенитом, сфалеритом и аурипигментом.

Аурипигмент — As₂S₃

Аурипигмент встречается совместно с реальгаром в Алтынтопкане. Его золотисто-желтые пластинчатые выделения располагаются ореолом вокруг мелких выделений реальгара в ассоциации с минералами серебра, галенитом и сфалеритом.

Антимонит — Sb_2S_3

Антимонит в небольших количествах отмечается на ряде объектов Узбекистана: в верховьях р. Санталаша (Наследов, Либман, 1933), на месторождениях Караташкотан (Радугина, Разина, 1935), Кулемес (Бадалов, 1965), Мурунтау (Хромченко, Маслов, 1966), Ингичке (Лиценмайер, 1967), в значительно больших количествах развит на месторождениях Пайбулак в Кураминском хребте (Клемперт, Королев, Коротков, 1966), Кокпатас (Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969), Высоковольное (Паздзерский, Паздзерская, 1970).

Антимонит образует удлиненно-призматические, реже игольчатые формы кристаллов, веерообразные и зернистые агрегаты. Размеры призматических кристаллов составляют $0,2 \times 1 - 0,4 \times 10$ см, а игольчатых не превышают $0,11 \times 5$ мм. Микротвердость $70 - 110$ кг/мм² (Кокпатас).

Под микроскопом скопления антимонита крупно- и среднезернистые, размер зерен от 0,1 до 8 мм. Структура аллотриоморфнозернистая, реже гранобластовая, кристаллокластическая. Часто наблюдается волнистое угасание и двойники: копьевидные, веретенovidные в одном, двух, редко в трех направлениях, полисинтетические с ровными двойниковыми полосками вдоль всего зерна (рис. 27).

Оптические свойства минерала не отличаются от описываемых в справочной литературе.

Химический состав антимонита отвечает теоретическому (табл. 16). Антимонит из золоторудного месторождения Кокпатас в небольших количествах содержит золото $0,7$ г/т (по 6 пробам) и немного серебра — $65,4$ г/т (по 7 пробам), из сурьмяно-свинцового месторождения Пайбулак только серебро — 602 г/т (по 1 пробе).

Рентгенограмма антимонита из Пайбулака отвечает эталону. К числу главных линий на рентгенограмме антимонита из Пайбулака относятся: $3,54$ (7); $3,041$ (7); $2,755$ (6); $2,510$ (5); $1,936$ (10); $1,681$ (8); $1,304$ (6) (Клемперт и др., 1966).

Антимонит — гидротермальный низкотемпературный минерал. На золоторудном месторождении Кокпатас (Центральные Кызылкумы) он образует в кварцевых жилах тонкую и мелкую вкрапленность размером от сотых долей до нескольких миллиметров и гнездообразные скопления до 10 см. Антимонит откладывался в одну из завершающих стадий минералообразования. С антимонитом в Кокпатасе ассоциируют: пирит, арсенопирит, сфалерит, блеклая руда, миаргирит, на Высоковольном — киноварь. Антимонит корродирует и замещает пирит, сфалерит, гудмундит; содержит идиоморфные, иногда слабо корродированные кристаллы арсенопирита и ксеноморфные зерна блеклой руды. Сам антимонит интенсивно замещается бертьеритом. Вростки ми-

аргирита приурочены к границам зерен антимонита, а редкие включения самородного золота и самородной сурьмы тяготеют к микротрещинам в нем (Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969).

Незначительное количество антимонита имеется на некоторых других золоторудных проявлениях Центральных Кызылкумов (Куджумды, Высоковольное).

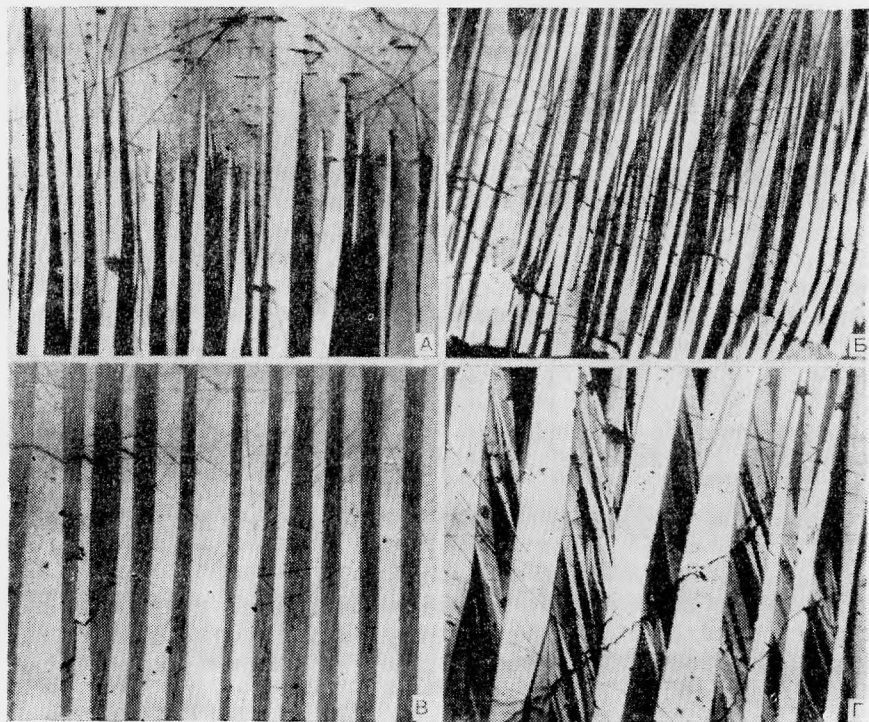


Рис. 27. Форма полисинтетических двойников антимонита из Кокпатаса. А—шпильевидные, Б—веретеновидные, В—пластинчатые, Г—перекрещивающиеся (по А. К. Касымову).

На месторождении Пайбулак (Кураминский хр.) антимонит-бертьберитовая минерализация накладывается на скарново-полиметаллическую. Антимонит выделяется в виде гнезд размером от 2—3 см до 1 м, жилообразных тел и вкрапленности. Антимонит содержит мелкие включения самородной сурьмы, он замещает сфалерит и цементирует раздробленные зерна пирита и гудмундита, сам антимонит заме-

щается бертьеритом, нередко с образованием полных псевдоморфоз (Клемперт, Королев, Коротков, 1966).

В Кулемесе (Кураминский хр.) антимонит встречен в виде прожилки мощностью 2--3 см в оталькованной карбонатной породе.

Таблица 16

Химический состав антимонита, вес. %

| Компонент | Центральные Кызылкумы | | Кураминский хр. | |
|--------------|-----------------------|-----------|--------------------------|----------------------|
| | Кокпатас | | Куджумды | Пайбулак |
| | обр. 3171 | обр. 3173 | * | ** |
| Sb | 70,04 | 65,77 | — | — |
| As | 0,0 | 0,0 | 0,01 | 0,13 |
| Bi | 0,009 | 0,010 | — | 0,0 |
| Fe | 0,015 | 0,15 | — | 1,61 |
| Hg | 0,0 | 0,0 | — | — |
| Zn | — | — | — | 0,03 |
| Cu | — | — | — | 0,03 |
| Au | 0,0 | 0,0001 | 0,0005 | 0,0000 |
| Ag | 0,00068 | 0,0 | 0,01695 | 0,0602 |
| S | 26,32 | 25,76 | — | — |
| Se | 0,004 | 0,0015 | — | 0,0038 |
| Te | 0,0010 | 0,0005 | — | 0,0006 |
| Нераст. ост. | 3,36 | 8,00 | — | — |
| Сумма | 99,75 | 99,69 | | |
| Лаборатория | САИГИМС | | ИГиГ АН УзССР | САИГИМС |
| Аналитик | | | | |
| Автор | Маркова и др., 1969 | | Рахматуллаев и др., 1964 | Клемперт и др., 1966 |

Единичные находки антимонита наблюдаются в скарново-шеелитовом месторождении Ингичке (Зирабулакские горы) в виде включений в пирротине из кварц-кальцитовых прожилков, секущих скарны (Лиценмайер, 1967).

**Висмутин — Bi_2S_3
Pb-висмутин**

Висмутин встречается преимущественно в Чаткало-Кураминских горах. Редкие находки отмечены на западе — в Зирабулак-Нуратинских горах и на юге — в Гиссарском хребте.

В Чаткало-Кураминских горах висмутин — главный минерал многих висмутовых и комплексно-висмутовых месторождений и рудопроявлений: он присутствует в кварцевых жилах и кварц-пирротиновых залежах Устарасая, в кварц-анкерит-арсенопиритовых телах Брич-

муллы, в медно-висмутовых месторождениях Восточного Карамазара (Адрасман, Джузум и др.), в кварц-халькопирит-гематитовых жилах Кызылгута, Киргизджона, Терекли и Нижнего Саттарсая, в кварцевых и кварц-барит-флюоритовых жилах с гематитом Верхнего Кандагана, в турмалиновых метасоматитах с халькопиритом Ташкескена, в кальцитовых жилах среди железорудных скарнов Ингирчака. В незначительных количествах встречается в ряде золоторудных (Кочбулак, Чадак, Кызылалмасай, Бургунда), скарново-магнетитовых (Минбулак, Чокадамбулак), скарново-полиметаллических (Перевальное, Кансай, Кумышкан, Мискан, Кошмансай, Джурджурек), прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождениях Восточного Карамазара, грейзено-вольфрамитовом — Саргардоне, в редкометальных грейзенах Ойгаинга, в кварц-карбонат-халькопиритовых жилах Джуржурека и др. В Зирабулак-Нуратинских горах редкая вкрапленность висмутина встречается в скарново-редкометальных месторождениях и рудопроявлениях (Лянгар, Ингичке, Угат, Чаштепе, Тиллягульсай, Аккурган, Чуюн, Рабинджан и др.).

Впервые в Узбекистане висмутин обнаружен в Пскемском хребте (месторождение Устарасай) И. М. Евфименко (1933), а в Таджикистане в Кураминском хребте в том же году Г. Д. Ажгиреем. Висмутин установлен в сотнях месторождений, рудопроявлений и мелких точек.

Для висмутина характерна высокая способность к самоограничению. Он образует отдельные кристаллы (Устарасай, Верхний Кандаган и др.), гнезда и агрегаты тесно сросшихся кристаллов (Устарасай и др.) и висмутовые солнца, подобно турмалиновым (Адрасман). Имеются три формы кристаллов: игольчатые (Верхний Кандаган, Ингирчак), длиннопризматические (Кызылгут, Нижний Саттарсая и др.) и короткопризматические (Устарасай и др.). Наиболее крупные кристаллы размером до 10×2 см наблюдались на Устарасе и в некоторых жилах Верхнего Кандагана; обычный размер от долей миллиметра до одного или нескольких сантиметров. Изогнутые кристаллы встречены в Устарасе и Кызылгутае.

Висмутин легко поддается механическим воздействиям. При надавливании его кристаллы расщепляются по спайности на множество табличек, удлиненных по оси «с». Характерна резкая аннизотропия микротвердости висмутина: из Устарасая — $73-188$ кг/мм², меняющаяся в зависимости от направления сечения (Лебедева, Минцер, 1968), из Чукурджилга — $122-165$, из Тарыэкана — $121-175$ кг/мм² (по А. С. Кудрявцеву).

Висмутин имеет свинцово-серый цвет, металлический блеск. Его удельный вес 4,82 (Чукурджилга). В аншлифах, в отраженном свете белый, двуотражение слабое, от кремово-белого до светло-серого, ани-

зотропен со слабым цветным эффектом. Отражательная способность $R=35,7—53,1\%$ (табл. 17).

В висмутине Восточного Карамазара имеется примесь Pb (1,20—5,80%), Cu (0,21—6,20%) и Sb (0,02—0,94%) (табл. 18).

Висмутин из Устарасая по сравнению с висмутином из Восточного Карамазара в своем составе имеет более высокие содержания Sb, Pb, Se и Te. Особый интерес представляют примеси Sb, Cu и Pb, содержание которых колеблется в широких пределах, причем, по-видимому, только часть их связана с микровключениями соответствующих мине-

Таблица 17

Дисперсия отражательной способности висмутина, %

| Месторождение | Длина волны, мик | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
| Устарасай | 51,6 | 51,7 | 52,7 | 52,6 | 53,1 | 52,8 | 52,2 | 51,5 | 50,9 | 50,2 | 49,8 | 49,2 | 48,7 | 48,0 | 47,3 | 46,6. |
| Устарасай | 50,8 | 49,8 | 49,2 | 49,0 | 48,2 | 47,6 | 47,5 | 47,3 | 46,7 | 46,4 | 46,2 | 46,1 | 46,2 | 45,2 | 45,7 | 45,0 |
| Чокадамбулак | 50,0 | 49,7 | 51,1 | 50,6 | 50,5 | 50,6 | 50,2 | 49,8 | 49,6 | 48,4 | 47,5 | 46,8 | 46,3 | 45,7 | 45,2 | 44,7 |
| Устарасай | 48,9 | 48,5 | 48,0 | 47,2 | 46,8 | 46,8 | 46,5 | 46,1 | 45,8 | 45,7 | 45,5 | 45,3 | 45,0 | 45,1 | 44,6 | 44,0 |
| Чокадамбулак | 45,0 | 44,7 | 44,3 | 44,0 | 43,7 | 43,4 | 43,2 | 43,0 | 42,6 | 42,6 | 42,4 | 42,4 | 42,3 | 42,4 | 42,0 | 41,6 |
| Устарасай | 39,6 | 38,6 | 38,6 | 37,7 | 37,8 | 37,6 | 37,3 | 37,0 | 37,0 | 36,5 | 36,6 | 36,5 | 36,4 | 36,4 | 36,6 | 35,7 |
| Устарасай | 41,5 | 40,8 | 40,6 | 40,4 | 40,3 | 40,2 | 40,1 | 39,7 | 39,2 | 39,1 | 39,0 | 38,8 | 38,7 | 38,5 | 38,2 | 37,5 |
| Чокадамбулак | 40,4 | 40,0 | 39,7 | 39,3 | 39,1 | 39,0 | 38,7 | 38,5 | 38,2 | 38,0 | 38,1 | 37,8 | 37,6 | 37,5 | 37,0 | 36,7 |

Примечание. Замеры выполнены Л. Н. Вьясовым (ИГЕМ) на установке „ПИОР“. Материал Э. А. Дунин-Барковской.

ралов (халькопирита, галеновисмутина, кобеллита и др.). Анализы висмутина, выполненные на рентгеновском микроанализаторе, пересчитаны на формулы: $830_1—(Bi_{2,09}Pb_{0,04})_{2,13}(S_{2,85}Te_{0,004})_{2,85}$; $830_6—(Bi_{2,02}Pb_{0,02})_{2,04}S_3$; $830—13—Bi_{2,02}Pb_{0,015})_{2,03}S_3$; $830—10—(Bi_{2,02}Pb_{0,02})_{2,04}S_3$.

По этим и более ранним данным анализов зондом (Дунин-Барковская, 1970; Ильин и др., 1971; Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971) видно, что состав висмутина близок к теоретическому, а содержание свинца не превышает 3%. Избыточное содержание свинца в висмутинах фиксируется в форме минеральной примеси галеновисмутита, кобеллита и козалита. Медь частично, по-видимому, также входит в решетку висмутина, а частично присутствует в виде халькопирита. Свинец и медьсодержащие висмутины описаны рядом исследователей (Сахарова, 1955, Padega, 1956; Moore, 1967; Wellin, 1968).

Исследование кристаллических позиций Pb и Cu в структуре Bi_2S_3 на образцах из Устарасая методом ядерного квадрупольного резонанса и имеющаяся в ряде случаев корреляция между этими элементами показали, что для ряда висмутин-айкинит новообразования возникают в результате последовательного замещения атомов висмута свинцом с одновременным заселением тетраэдрических пустот атомами меди. При малых содержаниях свинца примесные атомы преимущественно замещают атомы висмута в структуре висмутита, а компенсирующие атомы меди размещаются в тетраэдрических пустотах (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971).

Сурьма в висмутитах Устарасая по химическим анализам содержится в количестве от 0,21 до 6,88%, а по определениям зондом — до 3,3%. Соотношение Sb и Bi меняется от 0,5 до 7,5. По-видимому, часть Sb входит в решетку висмутита, образуя комплекс $(\text{PbSbS}_6)^{-11}$ так же, как и в устарасите (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971).

Висмутиты содержат примеси редких и рассеянных элементов (табл. 19). Для Устарасая характерны высокие содержания селена (0,003—0,16%) и теллура (0,018—3,4%). Примесь теллура в основном обусловлена микровключениями жозеита, повсеместно наблюдаемыми в висмутите, селен, возможно, изоморфен с серой, но не исключено присутствие селенидов висмута.

В висмутитах других месторождений теллур встречается в меньших количествах. Для висмутита из медно-висмутовых месторождений характерна примесь серебра в количестве 0,6—>3%, в то время как в мышьяково-висмутовой группе серебро, как правило, содержится в тысячных долях процента. Висмутин из грейзенов (Ойгаинг) не имеет свинца, но содержит примеси олова, вольфрама, молибдена и золота. Кобальт и молибден присутствуют только в висмутите медно-висмутовых месторождений в количестве тысячных-сотых долей процента, а в редкометальном и мышьяково-висмутовом типах их нет. Висмутин из Устарасая содержит примеси платиноидов (Дунин-Барковская, 1970, 1973). Типоморфными примесями в висмутите мышьяково-висмутовых месторождений являются повышенные содержания Se, Te, Au, Pb, Sb и платиноидов; в железо-висмутовых — Te, Au; медно-висмутовых — Ag, Cu, Pb, Co; редкометальных — Sn, W, Mo, Au. Практическую ценность в висмутитах могут представлять примеси следующих элементов: Se, Te, Ag, Au и платиноиды, которые можно извлекать при переработке висмутовых концентратов.

Рентгенометрически прецизионными методами изучен висмутин из Устарасая, Кызылгута, Ойгаинга и др. месторождений (Э. А. Дунин-Барковская и Н. В. Троненко). Наиболее интенсивные линии 10 — 3,54 — 3,58 и 3,10; 7—9 — 2,51 — 2,53, соответствующие эталону висмутита.

Висмутин — типичный гидротермальный минерал. В грейзенах Ойгаинга единичные крупные кристаллы висмутина выделялись в числе поздних минералов. В грейзенах Саргардона с вольфрамитом, халькопиритом и другими сульфидами висмутин встречается в секущих кварц-

Химический состав

| Компонент | Пскемский | | | | | | | | | |
|------------------|------------------------|--------------------|-------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------------------|--------|
| | Уста | | | | | | | | | |
| | обр. 1087 | 591 | 1-П | 591а | 830 | 713 | 1088/1 | 551 | 830-1 | 830-10 |
| Bi | 76,26 | 78,03 | 73,57 | 74,56 | 70,53 | 68,89 | 63,74 | 66,31 | 81,6 | 81,6 |
| Pb | 0,51 | 0,87 | 3,72 | 3,72 | 4,10 | 4,62 | 6,60 | 7,44 | 1,45 | 1,1 |
| Cu | 0,73 | 0,10 | 0,10 | — | 0,77 | 1,32 | 0,82 | — | — | — |
| Zn | 0,06 | 0,10 | 0,10 | — | 0,30 | 0,18 | 0,03 | — | — | — |
| Ag | 0,0 | 0,18 | 0,19 | — | 0,00 | 0,00 | 0,0 | 0,26 | — | — |
| Fe | 0,42 | — | — | — | 0,91 | 1,74 | 0,84 | — | — | — |
| As | 0,0 | 0,07 | 0,07 | — | 0,10 | — | 0,0 | — | — | — |
| Sb | 2,28 | 0,72 | 1,28 | 0,92 | 3,96 | 4,20 | 5,74 | 0,21 | — | — |
| S | 18,97 | 18,65 | 13,65 | 18,34 | 18,34 | 18,86 | 18,34 | — | 16,9 | 18,3 |
| Нераств. остаток | 0,6 | 1,31 | 1,34 | — | 1,6 | 0,8 | 4,0 | — | — | — |
| Se | — | 0,15 | 0,10 | — | — | 0,005 | — | 0,116 | — | — |
| Te | — | 0,07 | 0,03 | — | — | 0,018 | — | 0,072 | 0,1 | — |
| Au (z/m) | — | 3 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 99,83 | 100,25 | 99,15 | 97,54 | 100,61 | 100,54 | 100,11 | — | 100,05 | 100,9 |
| Лаборатория | ИГиГ | МГ УзССР | Институт геологии и геофизики | | | | | | МГ УзССР | |
| Аналитик | АН УзССР | АН УзССР | АН УзССР | | | | | | АН УзССР | |
| | И.И.Лихойдова | Е. П. Стрельникова | И. И. Лихойдова | | | | | | Е. П. Стрельникова | |
| Автор | Э. А. Дунин-Барковская | | | | | | | | | |

калишпатовых прожилках с флюоритом. В скарнах Чокадамбулака он наложен совместно с арсенопиритом на магнетит.

Для вольфрамовых месторождений Средней Азии выделена продуктивная на висмут ассоциация — пирротин-халькопирит-висмутин-висмутовая (Минцер, Нечелюстов, 1971), которая образовалась позднее шеелитовой.

В мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай висмутин распространен в значительных количествах в кварцевых жилах с шеелитом, пиритом, пирротинном, кобеллитом, козалитом и анкеритом и в кварц-пирротиновых залежах с шеелитом. Выделены шеелит-висмутин-

Таблица 18

висмутина, вес. %

| хребет | | | | | | Кураминский хребет | | | | |
|--|-------|-------|-------|--|--------|----------------------------|-------|----------------|---------|-----------------|
| расай | | | | | | Чокадамбулак | | | Джу-зум | Чукурд-жилга |
| | | | | | | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 830-13 | 830-6 | 910-1 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 81,0 | 81,3 | 80,48 | 78,49 | 78,88 | 75,26 | 78,38 | 70,22 | 78,96 | — | 75,55 |
| 0,7 | 1,1 | 0,7 | 0,85 | 0,20 | 3,37 | 1,74 | 3,26 | 1,20 | 5,80 | 3,16 |
| — | — | — | 0,25 | 0,22 | Нет | 0,76 | 0,75 | 0,39 | 6,20 | 1,07 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,50 | — |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,003 | 0,0128 | — | — |
| — | — | — | 0,45 | 0,45 | 0,28 | 0,01 | — | 0,06 | 0,65 | 1,09 |
| — | — | — | — | — | Нет | 0,03 | — | 0,87 | — | 0,04 |
| — | — | — | 0,15 | 0,73 | 2,39 | 0,34 | 0,20 | 0,104 | 0,94 | 0,29 |
| 18,3 | 18,3 | 18,78 | 18,60 | 17,69 | 18,04 | 18,20 | 18,78 | 18,12 | — | 17,85 |
| — | — | — | 0,20 | 0,20 | 0,70 | 0,42 | 0,0 | 0,24 | — | 1,02 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,000 | — | 0,025 | 0,014 |
| — | — | — | 0,15 | 0,30 | — | — | 0,086 | — | 0,075 | 0,010 |
| — | — | — | — | — | — | — | 108 | 254 | — | — |
| 100,0 | 100,7 | 99,26 | 99,14 | 98,67 | 100,04 | 99,88 | 93,30 | 100,07 | — | 100,09 |
| ИГиГ АН УзССР | | | | | | ИГиГ СО АН СССР | МГУ | ИГиГ УзССР | САИГИМС | |
| рентгеновский микроанализатор „Камека“ | | | | В. И. Богданова, И. Л. Добрецова, О. А. Карпушина, М. С. Годовиков и др., 1971 | | И. И. Лихойдова | | Н. Н. Королева | | А. С. Кудрявцев |
| Н. В. Зеленская, Г. М. Сташков | | | | | | И. М. Голванов и др., 1965 | | | | |

(кобеллит)-пирротин-кварцевая ассоциация в жилах и залежах и более поздняя — висмутин-(кобеллит)-анкерит-кварц-арсенспиритовая в залежах. Особо обращено внимание на парагенезис висмутина и шеелита. Эти минералы здесь, в отличие от скарнов с шеелитом, образуются близко по времени в одну стадию минерализации — кварц-висмутиную, но шеелит кристаллизуется раньше висмутина (Дунин-

Барковская, 1966, 1970; Воронич, Дунин-Барковская, Хорват, 1970). В кварцевых жилах Кызылгута, Терекли, Нижнего Сатгарсая, Киргизджона висмутин ассоциирует с халькопиритом, гематитом, иногда с пиритом. В сравнительно низкотемпературных кварц-барит-флюоритовых жилах Верхнего Кандагана висмутин — главный сульфид. Иногда с ним ассоциирует халькопирит, пирит и гематит.

Таблица 19

Элементы-примеси в висмутинах Чаткало-Кураминских гор, г/т

| Месторождение | Au | Ag | Se | Te | Co | Tl | Pt | Pd | Rh |
|---------------------------------------|---------|----------|-----------|-----------|--------|-------|-----------|-----------|----------|
| Железо-висмутное | | | | | | | | | |
| Чокадамбулак | 181 (2) | 80 (2) | 0 (2) | 795 (2) | 10 (2) | | | | |
| Мышьяково-висмутное | 2 (14) | | | 830 (20) | | | | | |
| Устарасай | 346 (3) | 177 (16) | 1090 (24) | 22100 (4) | 3 (3) | 4 (4) | 0,465 (3) | 0,358 (3) | 0,15 (3) |
| Медно-висмутные Восточного Карамазара | | | 250 (3) | 380 (3) | 30 (4) | | | | |

Примечание. В скобках — кол-во проб. По Чокадамбулаку анализы Б. О. Есимова (1971); по Устарасаю — Э. А. Дунин-Барковской, Г. П. Морозовой, Э. Ф. Минцера, Р. Назировой; по Восточному Карамазару — А. С. Кудрявцева.

В золоторудных месторождениях (Кочбулак, Чадак, Кызылалмасай, Бургунда) висмутин известен как один из поздних минералов, но предшествующий выделению теллуридов висмута и самородного висмута.

В зоне окисления висмутин замещается бисмутитом с образованием полных и частичных псевдоморфоз.

Устарасит — $Pb Vi_6 S_{10}$

Минерал назван по месту его находки в Пскемском хребте на месторождении Устарасай (Сахарова, 1955; Минералы, т. 1, 1960). Это единственное месторождение, где известен данный минерал. Вопрос о существовании устарасита как самостоятельного минерального вида, а не Pb-висмутина обсуждали многие исследователи. Его существование подтвердили Бодехтель и Клемм (Bodechtel, Klemm, 1966), обнаружившие микрорентгеноспектральным анализом подобное соединение в Канаде на месторождении Мондорис Клайм. Составу устарасита соответствуют два химических анализа, полученных Э. А. Дунин-Барков-

ской при изучении висмутовых минералов Устарасая. Устарасит макроскопически неотличим от висмутина. Кристаллы его призматические, часто искривленные (в отличие от висмутина), достигают $1,5 \times 0,5$ см. Спайность в одном направлении совершенная, в другом несовершенная. Твердость 2,5. Цвет темно-серый, блеск металлический. В полированных шлифах белый, без цветного оттенка и внутренних рефлексов. Отражательная способность близка висмутину $R=36,5-53,4\%$ (табл. 20). Анизотропия отчетливая, сильнее, чем у висмутина.

Таблица 20

Дисперсия отражательной способности устарасита из Устарасая

| λ мкм | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| R_g | 53,4 | 52,6 | 52,4 | 52,7 | 53,0 | 52,8 | 52,6 | 51,8 | 50,0 | 50,2 | 49,4 | 43,7 | 48,0 | 47,3 | 46,3 | 46,0 |
| R_m | 49,2 | 48,1 | 47,5 | 47,6 | 46,9 | 46,8 | 46,5 | 45,7 | 45,3 | 45,0 | 44,5 | 44,4 | 44,2 | 44,0 | 43,5 | 42,7 |
| R_p | 42,2 | 41,2 | 41,0 | 40,6 | 39,9 | 39,6 | 39,4 | 39,1 | 38,7 | 38,3 | 38,1 | 37,8 | 37,5 | 37,3 | 37,0 | 36,5 |

Примечание. Замеры выполнены Л. Н. Вяльсовым на приборе „ПИОР“ (ИГЕМ) на образце Э. А. Дунин-Барковской.

Устарасит в полированных шлифах вскипает и чернеет от концентрированной HNO_3 , от HNO_3 (1:1) вскипает слабо, от концентрированной HCl через 10 минут появляется иризирующая пленка, от HCl (1:1) через 2 часа слабо коричневеет, от концентрированной KOH коричневеет, от паров царской водки чернеет, KCN , $FeCl_3$, $HgCl_2$ и $KMnO_4$ на него не действуют (Сахарова, 1955).

Для выявления химического состава устарасита проведено четыре химических анализа, полуколичественный спектральный и десять рентгенохимических. Содержание свинца в минерале колеблется от 10,51% до 13,14 и близко к теоретическому (11,62%).

| Элемент | 1 | 2 | 453 | 509 |
|---------|-------|-------|-------|-------|
| Bi | 65,33 | 64,90 | 60,10 | 64,22 |
| Pb | 10,51 | 11,35 | 11,88 | 13,14 |
| Cu | 0,30 | 0,74 | 1,43 | 0,30 |
| Zn | — | — | 0,04 | 0,10 |
| Ag | Нет | Нет | 0,35 | — |
| Fe | 0,60 | 1,40 | 0,72 | 0,30 |
| As | Нет | 0,15 | 0,0 | 0,15 |
| Sb | 2,96 | 1,87 | 6,88 | 1,60 |
| S | 17,25 | 17,25 | 18,67 | 18,50 |

| | | | | |
|-----------------|---|-----------|------------------------|--------------------|
| Нераст. остаток | 0,34 | 0,54 | 0,0 | 1,47 |
| Se | | | | 0,10 |
| Te | | | | 0,03 |
| Сумма | 97,29 | 98,20 | 100,17 | 99,83 |
| Аналитик | Сендерова | Нестерова | И. И. Лихойдова | Е. П. Стрельникова |
| Автор | Сахарова, 1955 | | Э. А. Дунин-Барковская | |
| Формула | $Pb(Bi, Sb)_{6,0} S_{10}$; $Pb(Bi_{5,64} Sb_{0,18} Cu_{0,03})_{5,85} S_{10,14}$ (обр. 509) | | | |

Примечание. При пересчете анализов из обр. 1,2 удалены Fe и Cu в виде пирита и халькопирита, а избыток Bi - за счет самородного Bi. Из обр. 509 исключены Pb, Bi, S за счет кобеллита; Fe, As, S - арсенопирита; Zn, S - сфалерита; Cu, Fe, S - халькопирита.

По данным М. С. Сахаровой, отношение Pb к Bi, определенное рентгенохимическим методом, в среднем из 10 анализов составляет 0,21 (при колебаниях от 0,11 до 0,33).

Кристаллохимические позиции Pb и Cu в устарасите определены методом ядерного квадрупольного резонанса (Пеньков, Дунин-Барковская, 1971). Наиболее вероятной позицией атомов Pb следует считать октаэдрические пустоты в решетке Bi_2S_3 а Cu — тетраэдрические пустоты. В ряду прерывистых твердых растворов висмутинов — галенит устарасит образуется как производное висмутина и имеет стехиометрический состав. Компенсация образующихся при этом избыточных зарядов удовлетворяется частично за счет удаления некоторого количества атомов серы (образование дефектной структуры) и частично за счет внедрения других примесей.

Рентгеновские исследования устарасита проводились впервые Н. Н. Слудской на материале М. С. Сахаровой. Наиболее интенсивная линия 10 — 3,55 — 3,57 (Сахарова, 1955). Н. В. Троненок (ИГиГ АН УзССР) и Ю. К. Воробьев (ИГЕМ) изучили устарасит на материале Э. А. Дунин-Барковской на дифрактометре УРС-50 и в камере РКУ-114 с асимметричной закладкой пленки. Результаты, полученные различными методами, у обоих исследователей имеют хорошую сходимость. Наиболее интенсивные линии 10 — 3,64 и 3,13 — 3,16. Сопоставление с анализом чистого синтетического висмутина показало повышенное значение межплоскостных расстояний в устарасите, подтверждающее вывод Уэлина (Wellin, 1968) о том, что вхождение Pb в структуру Bi_2S_3 приводит к увеличению межплоскостных расстояний.

Устарасит встречается в среднетемпературных кварц-шеелит-висмутиновых жилах и кварц-шеелит-висмутинов-пирротиновых метасоматических залежах мышьяково-висмутового месторождения Устарасай. В

ассоциации с устараситом встречаются висмутин, кобеллит, самородный висмут, галеновисмутит, шеелит, пирит, пирротин, тремолиг, кварц, анкерит, сидерит. Устарасит выделяется после жильных нерудных минералов и рудных — пирротина, пирита, шеелита и висмутина. После него выделяются Pb-Bi сульфосоли, теллуриды и самородный висмут.

В зоне окисления устарасит замещается бисмутином и Pb-бисмутином.

Пирит — FeS_2

Ni-пирит

Co-пирит

Минерал описан двумя авторами. Ю. В. Михайлова охарактеризовала пирит из колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Узбекистана, а вся остальная часть выполнена М. И. Моисеевой.

Пирит относится к числу самых распространенных рудных минералов. Наиболее крупные скопления его связаны с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Южного Узбекистана (юго-западные отроги Гиссарского хребта).

Пирит изучали многие исследователи.

Распределение редких и рассеянных элементов в пиритах рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона также нашли отражение во многих работах.

Пирит относится к числу минералов, обладающих высокой степенью идиоморфизма; не уступает ему только арсенопирит. Обычно пирит выделяется в виде хорошо образованных кристаллов и их агрегатов. Размер кристаллов колеблется от тысячных долей до 0,5—3 мм и редко достигает 1—3 см и более. В скарново-полиметаллическом месторождении Южная Дарбаза в Кансае обнаружены друзы кристаллов пирита в форме правильного куба размером в ребре до 10 см (Протоdjяконова, 1959). Преобладающей формой кристаллов являются пентагондодекаэдры, кубы и их комбинации с иштрихованными гранями. В резко подчиненном количестве развиваются грани октаэдра и тригонтриоктаэдра. На буроугольном месторождении Ангрен часто встречаются кристаллики пирита в виде октаэдров и конкреционные образования (Протоdjяконова, 1951; Петров, Рубанов, 1960; Николаева, 1967).

Кристаллы из многих месторождений имеют зональное строение, выявляемое за счет тонких пылевидных частиц минералов, располагающихся по зонам роста, или в результате избирательного замещения последующими рудными минералами отдельных зон пирита (рис. 28, 29). Зональные пириты были выявлены в Актепе (Моисеева, 1969).

Замбараке (Лурье, 1969), Бургунде (Королева, 1966), Кочбулаке (Маркова, 1969), Лашкереке (Бетехтин, Генкин и др., 1958) и, вероятно, имеют более широкое распространение.

Облик кристаллов пирита в вольфрамово-грейзеновом месторождении Саргардон (Чаткальский хр.) определяется, в основном, формами $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ и $\{421\}$, причем $\{100\}$ всегда комбинируется

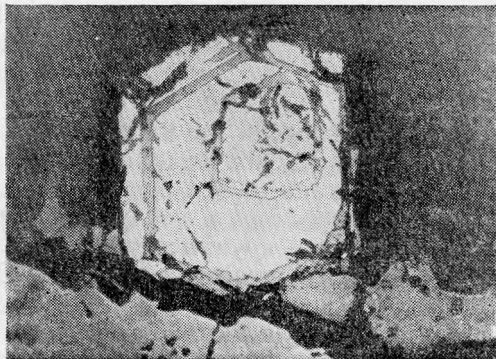
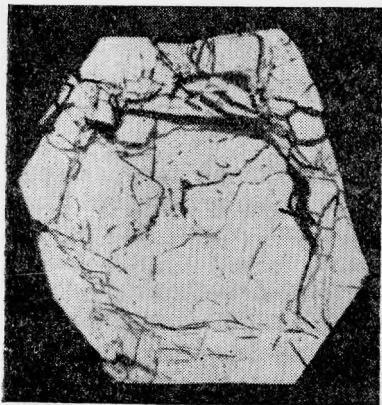


Рис. 28. Пирит зонального строения. Трещины катаклаза приурочены к отдельным зонам. Месторождение Актеле. Полированный шлиф, ув. 33.

Рис. 29. Зональное замещение кристаллов пирита (белое) халькопиритом (серое). Месторождение Лашкерек. Полированный шлиф. Ув. 165 (Бетехтин, Генкин, Филимонова, Шадлун, 1958).

с $\{111\}$, а $\{210\}$ с $\{421\}$ и $\{111\}$ (рис. 30). По мере развития гидротермального процесса на этом месторождении увеличиваются размеры кубических кристаллов, появляются смешанные кубо-пентагондodeкаэдрические формы и, наконец, пентагондodeкаэдры, достигающие 1 см в поперечнике. Преобладают кубические кристаллы в верхних горизонтах (Копчик, 1949). Грани куба и пентагондodeкаэдра всегда покрыты тонкой комбинационной штриховкой и грубой ступенчатостью. Имеются впадины роста, образованные гранями $\{100\}$ и $\{210\}$, и бугры роста, скомбинированные гранями $\{100\}$ и $\{210\}$ и состоящие из одних граней $\{100\}$.

Замечено преобладание определенных форм кристаллов на некоторых месторождениях. В скарново-полиметаллических и скарново-магнетитовых месторождениях преобладают кристаллы пирита куби-

ческой формы, в гидротермальных — пентагондодекаэдрической, а в угольном месторождении распространены октаэдры.

В осадочных породах пирит имеет почковидную, неправильную форму или выделяется в виде кристалликов в форме куба, комбина-

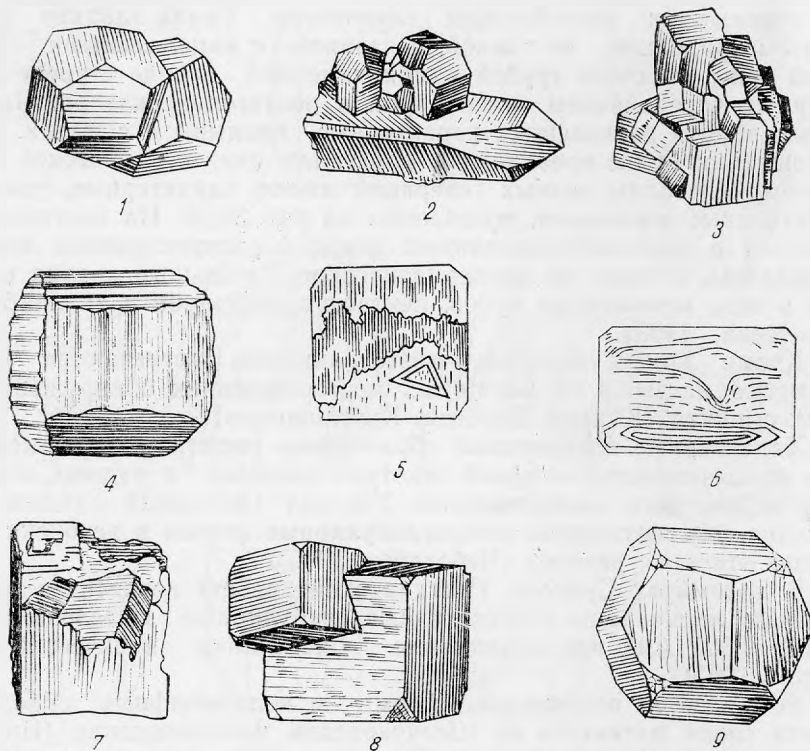


Рис. 30. Кристаллы пирита из Саргардона (по В. А. Копцику, 1949).

1—пентагональные сростки кристаллов, 2—пентагональные сростки кристаллов пирита на друзовом кварце, 3—скупенные кристаллы, произвольно ориентированные друг относительно друга, 4—переходная форма от куба к пентагондодекаэдру, созданная грубой ступенчатостью, 5—на грани куба две системы параллельных, но несогласных между собой штриховок, образующих зубчатый шов. Видна крупная впадина роста, образованная гранями (100) и (210). На нижней части грани мельчайшие впадины роста, вытянутые в ряды (параллельные штриховке). 6—бугры роста, скомбинированные из граней (100) и (210), 7—бугры роста, скомбинированные гранями (100). На передней части рисунка впадина роста, образованная теми же гранями, что и треугольная впадина на рис. 5; 8, 9—кристаллы пирита.

ции куба с октаэдром, октаэдра, реже пентагондодекаэдра. Октаэдрические кристаллы тяготеют к глинистым отложениям в Ферганской долине (Гриднев, 1961), ангидритам в Алмалыке (Турсебеков, 1973) и солям в Южном Узбекистане (Ишниязов, 1962).

На золоторудном месторождении Гузаксай и Pb-Zn Гудас (Кураминский хр.) реальные кристаллические многогранники описываемого минерала в значительной мере отклоняются от идеальных форм. Обычно грани развиваются неравномерно и за счет этого образуются вместо кубов сплюснутые или вытянутые параллелепипеды. На гранях развивается своеобразная скульптура. Грани гладкие или покрыты штриховкой, то тонкой, связанной с вицинальными гранями одной зоны, то очень грубой комбинационной в виде ступенек, образованных чередованием граней куба и пентагондодекаэдра. Часто на гранях пирита развиваются характерные наплывы и спирали. На месторождении Гудас преобладают кристаллы пирита кубической формы. Причем кристаллы разных генераций имеют характерные, только им свойственные искажения, показанные на рис. 31,32. На месторождении Гузаксай в пропилитизированных породах распространены пентагондодекаэдры, а пирит из метасоматического жильного кварца встречается в виде искаженных кубов, пентагондодекаэдров и их комбинаций (Моисеева, 1969).

Кроме кристаллических многогранников, встречаются плотные зернистые массы, а на некоторых месторождениях обнаружена пиритовая сыпучка (Южная Дарбаза, Кургашинкан).

Характерные почковидные образования пирита и пирит-мельниковита полосчато-колломорфной текстуры имеются в рудных зонах полиметаллического месторождения Учкулач (Западный Узбекистан) и осадочно-диагенетические микроглобулярные формы в девонских отложениях этого же региона (Чеботарев, 1965).

В доломитах Сумсара (Чаткальский хребет) девонского возраста рассеяны мельчайшие сингенетичные глобулярные выделения пирита (0,002—0,005 мм) или правильные кристаллики кубической формы (Лурье, 1963).

Встречаются почковидные формы и колломорфные образования пирита среди магнетита на Шевчуковском месторождении (Протодяконова, 1959), Чокадамбулаке (Багрова, 1968) и в золоторудных месторождениях — Кочбулаке (Маркова, 1969) и Бургунде (Королева и др., 1966).

Физические свойства пирита обычные. Цвет латунно-желтый, блеск металлический, твердость 6—6,5. Удельный вес пирита из Кальмакыра 4,95 (Рузматов, 1962), из Акташа 5,00, Окурдавана 5,20 (Протодяконова, 1959), Чокадамбулака 4,8—5,30 (Багрова, 1960), Ангрена 4,35 (Петров, Рубанов, 1960). Колебания обусловлены наличием примесей и повышенной пористостью, а, возможно, и дефицитностью серы.

Микротвердость для пиритов из разных месторождений несколько колеблется. Связано ли это с особенностями его состава или другими причинами, осталось невыясненным.

Пирит очень хрупок, и поэтому он катаклазирован больше всех остальных сульфидов. В полированных шлифах прослеживаются все

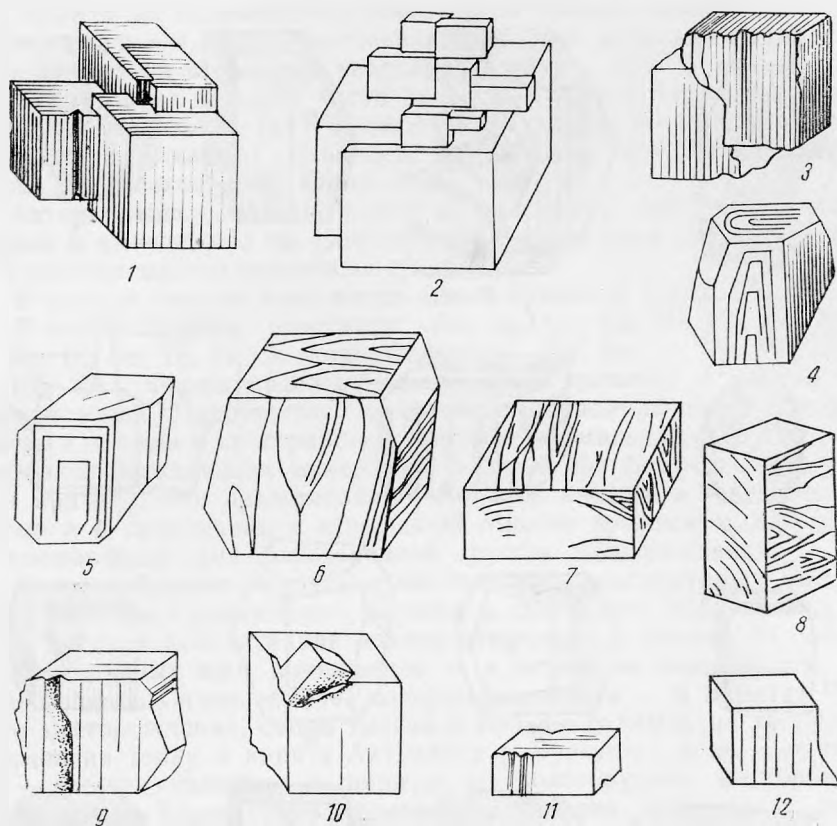


Рис. 31. Формы реальных кристаллов пирита в свинцово-цинковом месторождении Гудас.

1—3—параллельные сростки кубов в серицитизированных породах; 4—8 кристаллы пирита в метасоматическом жильном кварце в виде искаженных кубов с характерной скульптурой граней в виде напылов и спиралей; 9—12—искаженные кубы в рудном кварце с вицинальной и комбинационной штриховкой.

стадии катаклаза от развития сильной трещиноватости в зернах до образования микробрекчий и милонитов.

Термо-ЭДС и удельное электрическое сопротивление пирита из золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов — Кокпата-са, Мурунтау и некоторых объектов Кураминского хребта отличается в разных генерациях, вероятно, в связи с различными содержаниями

в них примесей Co, Ni, Au и др. (Розова, 1969; Розова, Гаврилов, 1970; Зарембо, Розова, 1971).

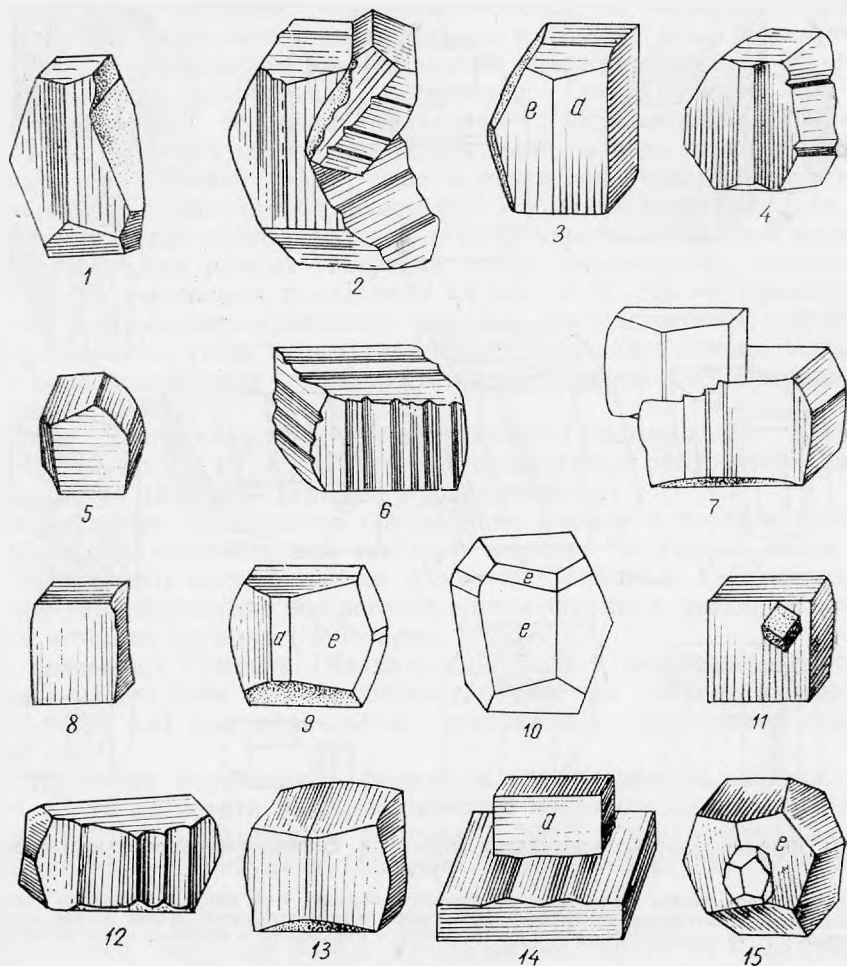


Рис. 32. Кристаллы пирита разных генераций и характер их искажения из золоторудного месторождения Гузаксай (Чадак).

1-5-искаженные кубы и пентагондодокаэдры из пропилитизированных вмещающих пород; 6-10-то же, из метасоматического жильного кварца; 11-15-пирит из рудного кварца.

Обнаружен значительный разброс изотопных отношений серы пирита разных генетических типов по сравнению с серой метеоритов

от $-8,0$ до $+8,5\delta S^{34}\%$, а значение S^{32}/S^{34} колеблется от $22,05$ до $22,40$. В согласии с общей закономерностью, изотопный состав серы осадочного пирита из палеозойских известняков Канская несколько облегчен ($\delta S^{34} -2,3$ и $-4,3\%$). Облегченной оказалась сера для подавляющей части пирита из вторичных кварцитов Гушсаия ($\delta S^{34}\%$ от $2,0$ до $8,0$). Сера пиритов из большей части скарновых и гидротермальных месторождений утяжелена ($\delta S^{34}\%$ от $+2,5$ до $+8,5$), но иногда облегчена (Дальнее, Кальмакыр) (Бадалов, Виноградов, 1967; Виноградов, Бадалов, Туресебеков, 1969; Юдин, 1971).

Авторы вышеуказанных работ на основании полученных данных пришли к выводу, что образование сульфидной серы связано с процессами восстановления осадочных сульфатов.

В составе пирита содержится много примесей (табл. 21).

К числу главных относятся: Au, Ag, Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Mn, Ti, As, Sb, Bi, Se, Te, Tl, к второстепенным: Hg, In, Ge, Re, Mo, Sn, Cd, Pt, Pd, Rh. Форма нахождения элементов-примесей в пирите самая разнообразная. Присутствие одних обязано изоморфному замещению железа или серы в пространственной решетке минерала, других — в росткам сопровождающих минералов. В какой бы форме не присутствовали примеси, они представляют большой интерес в генетическом, а частью и в практическом отношении. Многие примеси можно отнести к типоморфным для определенной группы месторождений.

Золото образует примесь в пиритах всех золоторудных месторождений Чаткало-Кураминского региона и Западного Узбекистана. Наиболее высокая концентрация золота отмечается в пирите из собственно золоторудных жил, пониженная — в пирите из вмещающих измененных пород. Самое высокое содержание золота — в пиритах Чадакского месторождения, около тысячи и больше граммов на тонну, сотни граммов на тонну в пирите Актурпака и Бургунды, а во всех остальных — десятки граммов. В пиритах из золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов содержание золота составляет десятки граммов на тонну.

Золото в пирите находится в виде вростков самородной разности и в подчиненном количестве в виде различных теллуридов золота.

В низкой концентрации золото sporadически встречается в пиритах самых различных месторождений Чаткало-Кураминского региона и Южного Узбекистана, в количестве сотых, десятых долей и до $1-4,8$ г/т, что свидетельствует об общей зараженности золотом указанных регионов. Примесь золота можно рассматривать как типоморфную особенность пирита золоторудных месторождений и надежного поискового признака на золото.

Пириты всех рудных месторождений содержат серебро — от следов до нескольких тысяч граммов на тонну. Наиболее высокая серебри-

Распределение редких, рассеянных и благородных элементов

| Рудная формация | Район | Месторождение | Au | Ag | Se | Te |
|---|---------------------|--|------------|-----------|------------|------------|
| Скарново-магнетитовая | Кураминский хребет | Чокадамбулак, Туранглы | 0,0 (9) | 29 (9) | 18,5 (7) | 7 (17) |
| | Чаткальский хребет | Минбулак, Шабрез, Ихнач, Янгизурюк | — | — | — | — |
| Скарново-полиметаллическая (иногда с арсенопиритом, халькопиритом и магнетитом) | Кураминский хребет | Кургашикан, Ташбулак, Курусай, Алтынтопкан (главная рудная зона), Северная группа Алтынтопкана, Ташгезе, Перевальное, Мышиккол, Чалата, Центр. Кансай, Шевчуковка, Акташ и др. | 0,43 (175) | 112 (175) | 16 (136) | 16 (137) |
| | Чаткальский хребет | Текешсай, Нижнебешторское, Кошмансай, Мискан, Джурджурек, Кумышкан. | 0,30 (34) | 72 (32) | 10 (35) | 13 (37) |
| Скарново-шеллитовая | Западный Узбекистан | Койташ, Кызкурган, Ишгичке, Лянгар, Угат | — | — | 36,2 (19) | 9,3 (19) |
| Кварц-серцит-молибден-золото-медная | Кураминский хребет | Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку, Джиладзы | 3,5 (60) | 33,2 (58) | 42,7 (107) | 14,3 (106) |
| Кварц-молибденитовая | То же | Умбетты | 1,5 (6) | 47 (6) | — | — |
| Грейзеново-редкометаллическая | " | Гава | 0,6 (3) | 11,1 (3) | — | — |
| Кварц-карбонат-барит-серцит-полиметаллическая | " | Канимансур, Чукурджилга, Лашкерек, Айгырбулак, Сасыксай | 0,05 (9) | 363 (9) | 13,2 (5) | 9,6 (5) |
| Кварц-полиметаллическая | " | Гудас, Сардоб | 0,0 (5) | 65,4 (5) | 3,8 (5) | 16 (4) |

Таблица 21

в пиритах рудных месторождений различных формаций, г/т

| Tl | Co | Ni | As | Sb | Bi | Cu | Автор |
|----------|-----------|----------|-----------|---------|----------|----------|---|
| 0,4 (7) | 3307 (10) | 143 (10) | 386 (9) | 2 (8) | 69 (30) | 60 (1) | Багрова, 1966, Есимов, 1968, Бадалов, Есимов, 1968 |
| — | 2931 (16) | 134 (10) | — | — | — | — | Каххаров, 1971 |
| 1,8 (30) | 74 (57) | 24 (62) | 1287 (4) | — | — | 870 (10) | Моисеева, 1969; Бадалов, 1965, 1969; Бадалов, Еникеев, 1968; Бадалов, Касымов, 1961; Исмаилов, 1958; Бадалов, Еникеев, Королева, 1970; Нечелюстов, Попова и др., 1963; Попов, 1960; Протодьяконова, 1959. |
| 1,5 (28) | 205 (26) | 81 (32) | 1788 (13) | 36 (12) | 181 (20) | — | Каххаров, 1971; Назирова, 1969; Аполлонов, 1964; материалы Несуховицкого и К. Урунбаева; Бадалов, Землянов, 1963. |
| 1,2 (2) | — | — | — | — | 45 (6) | — | Кучукова, 1971; Исмаилов, Джамалетдинов, 1971; Нечелюстов, 1970. |
| 0,5 (37) | — | — | — | — | 60 (38) | — | Бадалов, 1965, 1969; Голованов, Мусин, 1966; Бадалов, Королева, Еникеев, 1970; Голованов, Алехина, 1969; материалы Д. А. Сахор. |
| — | — | — | — | — | — | — | Бадалов, 1965; Рузматов, 1961, Бадалов, Еникеев, Королева, 1970. |
| — | — | — | — | — | — | — | Материалы Р. И. Черновой. |
| — | 120 (4) | 30 (2) | 6000 (4) | 140 (1) | — | 800 (4) | Моисеева, 1969; Дунин-Барковский, 1959; Протодьяконова, 1959. |
| — | 80 (1) | — | — | — | — | 0,0 (7) | Моисеева, 1969; Бадалов, Еникеев, 1968; Нечелюстов, Попова и др., 1963. |

| Рудная формация | Район | Месторождение | Au | Ag | Se | Te |
|---|----------------------|---|------------|-----------|-----------|----------------------|
| Хлорит-касситерит-сульфидная | " | Наугарзансай | 0,0 (6) | 72 (6) | 30 (1) | 5 (6) |
| Кальцит-кварц-мусковит-арсенопиритовая | " | Гайнаккан | 4,0 (2) | 270 (2) | — | — |
| Кварц-золоторудная | " | Пирмираб, Гузаксай, Джулайсай II, Юго-Восточное, Джулайсай I, Кочбулак, Бургунда, Актурпак, Акджен, Сартабуткан | 506,4 (73) | 667 (73) | 52 (53) | 135,2 (53) |
| Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная | Западный Узбекис-тан | Мурунтау, Кокпатас, Каракутан | 32,4 (65) | 101 (20) | 59 (20) | 5,5 (17) |
| Кварц-хлорит-гематит-медно-висмутовая | Кураминский хребет | Адрасман, Кизылгут | 0,05 (27) | 12,5 (12) | 12,0 | 14,0 |
| Кварц-флюоритовая | То же | Супаташ | 0,0 (1) | 1,0 (1) | — | — |
| Ni-Co-Ag | " | Актеле | 0,1 (2) | 232 (2) | 2,5 (2) | Сл. (2) ³ |
| Алунитовые вторичные кварциты, местами с диаспором | " | Гушсай, Ургаз—Шенибек, Абдяз, Унгурликан, Саукбулак, Шаугаз, Токмак | 1,8 (18) | 17,0 (18) | 17,5 (13) | 13,3 (13) |
| | Чаткальский хребет | Аксаката, Алтынбель | 0,0 (8) | 6 (8) | 5,8 (6) | 71 (6) |
| Кварц-гематит-золоторудная | То же | Аксаката | 67,5 (4) | 1097 (4) | 87 (4) | 90 (4) |
| Кварц-молибденит-шеелитовая, местами с висмутом и арсенопиритом | " | Ункурташ, Устарасай, Чепташ, Чавата | 0,7 (5) | 131 (2) | 28 (18) | 20 (18) |
| Кварц-анкерит-висмуто-арсенопиритовая | " | Бричмулла, Кульма | 0,0 (10) | 20 (4) | 0,0 (10) | 0,0 (10) |

| Ti | Co | Ni | As | Sb | Вl | Cu | Автор |
|-----------|---------|---------|---------|---------|----|----|--|
| 1 (2) | — | — | — | — | — | — | Моисеева, 1969 |
| — | — | — | — | — | — | — | Моисеева, 1969 |
| 0,16 (19) | 55 (9) | 12 (9) | — | — | — | — | Моисеева, 1969; Маркова, 1969; Королева, 1969; Бадалов, Еникеев, Королева, 1970; Бадалов, Мещанинов, 1969; Бадалов, Касымов, 1961; Сулейманов, 1969. |
| — | — | — | — | — | — | — | Нестерова, Чеботарев, 1969; Баймухамедов, Курбанов, Чеботарева, 1969; Юдин, 1971; Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969; Рузматов, 1966. |
| — | — | — | — | — | — | — | Нечелюстов, Попова и др., 1963; Моисеева, 1969; Попова, Минцер, 1964. |
| — | — | — | — | — | — | — | Моисеева, 1969 |
| 2 (2) | — | — | — | — | — | — | Моисеева, 1969 |
| 0,3 (3) | — | — | — | — | — | — | Материалы М. И. Моисевой, В. П. Борискина |
| 4,4 (4) | — | — | — | — | — | — | Борискин, 1966 |
| 0,3 (4) | — | — | — | — | — | — | Борискин, 1968. |
| 15 (3) | 380 (2) | 100 (2) | 17 (3) | — | — | — | Дунин-Барковская, 1969; Минцер, 1969; Назирова, 1969. |
| — | 45 (2) | — | 800 (7) | 0,0 (2) | — | — | Дунин-Барковская, 1969, Назирова, 1969. |

| Рудная формация | Район | Месторождение | Au | Ag | Se | Te |
|---|---------------------|---|-----------|-----------|------------|-----------|
| Кварц-серпичит-арсенопирит-золото-полиметаллическая | Чаткальский хребет | Килинчак, Захтансай, Верхний Килинчак, Устарасай | 1,5 (11) | 117 (10) | 9,6 (5) | 12,3 (6) |
| Кварц-кальцит-олово-полиметаллическая | То же | Нижнее Коксу, Чавата, Дайковое, Молодежное, Коксу Баши | 5,7 (3) | 88 (4) | 12 (2) | 0,0 (3) |
| Карбонат-полиметаллическая | " | Возрожденное, Янгалык, Кулосья | 0,0 (1) | 22 (1) | 9 (1) | 0,0 (1) |
| Кварц-кальцит-барит-флюоритовая, местами с колчеданом | " | Лачинхана | 2 (1) | 21 (1) | Сл. (3) | Сл. (8) |
| Осадочно-диагенетическая | Западный Узбекистан | Учкулач, Дальнее | 0,0 (3) | 37,2 (3) | 0,0 (2) | 0,0 (2) |
| Стратиформная карбонатно-барит-полиметаллическая | То же | То же | Сл. (4) | 247 (8) | 0,4 (5) | 0,4 (5) |
| Никель-графитовая | " | Тасказган | 5 | 410 | 18 | 0,0 |
| Колчеданно-полиметаллическая | Южный Узбекистан | Хандиза, Гуруд I, Майдансай, Янгалык, Чакчар, Кизылсай, Южный Карасан, Харкуш, Сулукуль, Кульдара | 0,03 (95) | 49,4 (88) | 50,3 (117) | 3,0 (117) |
| Медно-колчеданная | То же | Кульдара | 0 (1) | 12 (1) | 100 (1) | 25 (1) |
| Кварц-галенит-халькопирит-пиритовая | " | Гуруд II | — | — | 16 (1) | 0 (1) |

стость пирита характерна для рудных месторождений Чаткало-Кураминского региона; она на несколько порядков выше, чем в пиритах других регионов. По содержанию серебра в упомянутом регионе можно выделить три группы пиритов: 1) пириты из вторичных кварцитов, грейзенов, флюоритовых месторождений и карбонат-полиметаллических в известняках, имеющие в своем составе до 10—20 г/т; 2) пириты, содержащие 20—130 г/т Ag, характерны для большинства рудных месторождений; 3) пириты с высоким содержанием серебра, от сотен до

| Tl | Co | Ni | As | Sb | Bi | Cu | Автор |
|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----|---|
| 0,5 (6) | — | — | 10667 (8) | 416 (3) | 37 (8) | — | Бадалова, Максудов, 1969; Максудов, 1969; Дунин-Барковская, 1969; материалы Гурова. |
| 1,7 (2) | — | — | 4390 (1) | 3926 (6) | 6,6 (6) | — | Дунин-Барковская, 1969; Назирова, 1969; материалы Петрова, Максудов, 1969 |
| 2 (1) | — | — | — | 22000 (2) | 20 (3) | — | Максудов, 1969 |
| 98,6 (17) | 0,0 (27) | 0,0 (27) | 600 (17) | 30 (11) | 0,0 (27) | — | Дунин-Барковская, 1966. |
| 12 (4) | 140 (1) | 300 (1) | 20000 (1) | 90 (1) | — | — | Чеботарев, 1964. |
| 47,4 (15) | 38 (5) | 100 (5) | 941 (6) | 500 (14) | — | — | Чеботарев 1964 |
| — | 240 (6) | 16400 (6) | — | — | — | 700 | Кромская, 1970 |
| 0,9 (80) | 83 (49) | 74 (49) | 500 (53) | 100 (45) | 100 (48) | — | Бадалов, 1962; Журавлева, 1963; Панкратьев, 1965; Михайлова, 1966. |
| 0 (1) | 34 (1) | 90 (1) | 100 (1) | 0 (1) | 110 (1) | — | Михайлова, 1966. |
| — | — | — | — | — | 40 (1) | — | Журавлева, 1963; Панкратьев, 1965. |

нескольких тысяч граммов на тонну, распространены в золоторудных и серебросодержащих полиметаллических месторождениях. Примесь серебра обусловлена тончайшими вростками серебросодержащих минералов.

По данным спектральных анализов марганец имеет 100%-ную встречаемость в пиритах всех месторождений и генераций. Содержание его невысокое — десятые, сотые, а чаще тысячные доли процента. Марганец образует изоморфную примесь (гауерит- MnS_2 , изоструктур-

ный с пиритом). Тип упаковки атомов в гауерите заметно отличается от упаковки в пирите и в связи с этим замещение железа марганцем ограничено.

Наиболее высокая концентрация никеля приурочена к пиритам никель-графитового месторождения Тасказган в Центральных Кызылкумах (в среднем в 1,64% Ni). По содержанию никеля данную разность пирита можно отнести к никелевой разновидности. Концентрация никеля в пиритах описываемого месторождения в среднем в 68 раз выше, чем кобальта. Никелистые пириты Тасказгана вместе с другими никелевыми сульфидами представляют промышленный интерес (Кромская, 1970).

Заметное содержание никеля установлено в пластообразных залежах осадочно-диагенетического пирита в районе полиметаллического месторождения Учкулач (300 г/т Ni) и в рудных натечно-колломорфных пиритах, ассоциирующих с мельниковитом (100 г/т Ni) (Чеботарев, 1965). В обоих генетических типах Ni больше, чем Co в 2,6 раза. Во всех остальных месторождениях Узбекистана содержание никеля в пирите небольшое, не превышающее 80—150 г/т. К ним относятся пириты скарново-магнетитовых месторождений Чаткало-Кураминского региона и колчеданно-полиметаллических Южного Узбекистана. На всех других месторождениях содержание никеля выражается несколькими десятками граммов на тонну. Как правило, количество кобальта больше, чем никеля в 20—30 раз, а в колчеданно-полиметаллических Ni:Co=1. Никель изоморфно замещает железо (ваэсит — NiS₂ и бравоит (Ni, Fe) S₂ изоструктурные с пиритом).

Кобальт имеется в пиритах почти всех месторождений. Частота встречаемости, по данным спектральных анализов, колеблется в широких пределах — от 5 до 100%. Сравнительно более высокая концентрация кобальта характерна для пиритов скарново-магнетитовых месторождений Чаткало-Кураминского региона (Нечелюстов и др., 1961, 1963; Каххаров, 1964), выражающаяся в среднем в количестве 3307—2931 г/т, а в скарново-полиметаллических — 74—205 г/т. В никель-графитовом месторождении Тасказган содержание кобальта составляет 240 г/т. Концентрация кобальта в пиритах остальных месторождений Узбекистана низкая, выражающаяся обычно в нескольких десятках и до одной сотни граммов на тонну. Кобальт изоморфно замещает железо в пиритах (катыерит CoS₂, изоструктурный с пиритом).

Медь в пирите связана с тончайшими вростками халькопирита. Она встречается в количестве от следов до десятых долей процента, и в редких случаях выше. Относительно повышенные содержания меди (от нескольких сотен до тысячи граммов на тонну) отмечаются в пиритах медных и скарново-полиметаллических месторождений. В пиритах

всех остальных месторождений количество меди равно десяткам граммов на тонну.

В пиритах из осадочных пород содержание меди обычно низкое (0,00 *n*%). Исключение составляют пириты из углеродистых микрокварцитов тасказганской свиты Западного Узбекистана, показавшие повышенные концентрации меди порядка 0,05—0,1% (Шумлянский и Горунова, 1967).

Медь в пирите связана с тончайшими вростками халькопирита и других медных минералов, которые обнаруживаются при микроскопических исследованиях, но равномерное распределение меди наводит на мысль об изоморфном вхождении части данного элемента в решетку пирита.

Свинец и цинк — постоянные примеси пирита. Встречаемость высокая, обычно приближающаяся к 100%, редко выражается в 20—50%. Содержание указанных элементов составляет сотые, десятые доли процента и достигает 1—4% за счет вростков галенита и сфалерита.

Мышьяк — постоянный спутник пирита. Его содержание в минерале колеблется в широких пределах — от 17 до 20 000 *г/т*. Самое высокое содержание мышьяка приурочено к осадочно-диагенетическим пласто- и линзообразным залежам пирита в районе полиметаллического месторождения Уччулач (г. Писталитау), достигающее, по данным Г. М. Чеботарева, 2%. Пириты из собственно мышьяковых месторождений Чаткало-Кураминского региона (Бричмулла, Такели, Устарасай, Захтансай) содержат примесь As до первых единиц процента, в остальных месторождениях — десятые и сотые доли процента. Металлогеническая особенность рудных месторождений Чаткальских гор — постоянно повышенное содержание в рудных пиритах примеси мышьяка, во много раз превышающей примесь сурьмы.

Некоторые разновидности пирита из осадочных пород тоже имеют повышенное содержание As. Таковы псевдоморфозы пирита по растительным остаткам в меловых отложениях (В. Ф. Савельев, 1969) и серноколчеданные ризолиты из палеогеновых песчаников Шорсу (Уклонский, 1935; Юшкин, 1962). В этих песчаниках, содержащих около 22,6% пирита, обнаружено 0,08% As. В пирите из углеродистых микрокварцитов тасказганской свиты отмечено 0,05—0,5% As (Шумлянский, Горунова, 1967). Предполагается вхождение As в пирит в виде твердого раствора и в виде вростков арсенипирита и мышьяковой блеклой руды.

Сурьма присутствует в пирите эпизодически, вероятно, за счет вростков собственных минералов. Содержание Sb заметно повышается в пиритах от высокотемпературных к низкотемпературным месторождениям от единиц и десятков (скарново-магнетитовые, скар-

ново-полиметаллические месторождения) до сотен и тысяч граммов на тонну.

Концентрация висмута низкая, порядка от десятков граммов на тонну до первых двух сотен. Встречаемость примеси Bi в пирите не превышает 20—50%. Наличие Bi связано с вростками собственных минералов.

Селен — постоянный спутник пирита. Он обычно изоморфно замещает серу в пространственной решетке минерала. Содержание Se крайне непостоянное, колеблющееся от следов до 293 г/т. Кларк Se в пирите 81 г/т (Иванов, 1969). Большинство пиритов Узбекистана имеют содержание Se ниже кларкового. Исключение составляют пириты из золоторудных жил Кочбулака (Кураминский хр.), в которых количество Se составляет 293 г/т, что в среднем превышает значение кларка в 4 раза, а в остальных около 50 г/т Se . Немного выше минерального кларка содержание Se в отдельных колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана (Кызылсай 105 г/т, Кульдара 100 г/т), но обычно оно ниже кларка. Самые низкие содержания Se (от следов до 10 г/т) — в пирите флюоритовых, кварц- и карбонат-полиметаллических месторождений, палеозойских осадочно-диагенетических и вторичных кварцитов Кураминского хребта. От 10 до 20 г/т Se имеют пириты скарново-магнетитовых, скарново-полиметаллических и прожилково-вкрапленных полиметаллических месторождений в эффузивах. От 20 до 50 г/т пирит содержит Se в Mo-Au-Cu месторождениях (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку и др.), скарново-сеелитовых и касситерит-сульфидных (Наугарзансай).

Обращает внимание различное отношение Se к Te в пиритах разных месторождений. Концентрация Se равна концентрации Te в пиритах медно-висмутовых и скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона. Содержание Se в 1,5—10 раз выше, чем Te для пирита большинства месторождений, и только пириты кварц-золоторудных месторождений (Кочбулак, Бургунда) и некоторых скарново-полиметаллических содержат теллура в 2—4 раза больше, чем селена (Кургашикан, Перевальное, Центральный Кансай, Кошмансай, Кумышкан).

Селена в пирите из мезо-кайнозойских осадочных пород обычно меньше минерального кларка, и только в отдельных случаях его содержание достигает кларкового значения. Пириты из сенонских отложений Западного Узбекистана более селенистые (59 г/т), чем туронские (15 г/т). Конкреции содержат больше селена (85 г/т), чем мелкая вкрапленность (34 г/т). Еще меньше селена в эпигенетическом прожилковом пирите (16 г/т).

Значительные концентрации селена наблюдаются в пиритах из отложений палеогена Северо-Восточной Ферганы—от 20 до 600 г/т, а в

игольчатых и призматических пиритах из Майлису — до 2% (Ченцов, 1959).

Содержание теллура в пирите крайне неравномерное, колеблющееся от нулевых значений до 949 г/т. Минеральный кларк теллура 34 г/т (Иванов, 1969). По сравнению с кларком повышенные содержания данного элемента характерны для пирита приповерхностных золотых месторождений Чаткало-Кураминского региона. Содержание в них Те 90—949 г/т (средние значения для отдельных месторождений), а в среднем для всех составляет 135 г/т. Исключением являются пириты Кургашинокана, которые содержат много теллура (69 г/т). Пириты всех остальных месторождений Узбекистана, и в том числе золоторудные гипабиссального типа, имеют низкие содержания данного элемента (до 15—20 г/т) или совсем его не содержат. Присутствие теллура в пирите связано с вростками различных теллуридов, чаще всего теллуридов золота.

Подавляющая часть пиритов показывает резкий дефицит таллия по сравнению как с общим кларком (4 г/т), так и с минеральным (24 г/т). Исключение составляют пириты и натечные мельниковит-пириты колломорфной текстуры из колчеданных залежей Лачинханы (98,6 г/т; Дунин-Барковская, 1966), Учкулача и Дальнего (50,3 г/т и 44 г/т; Чеботарев, 1965), обогащенных мышьяком. Повышенные содержания таллия установлены в осадочно-диагенетических залежах пирита Учкулача (16 г/т), и в некоторых гидротермальных пиритах Чаткало-Кураминского региона (Гудас — 16 г/т, Устарасай — 15 г/т). Обогащение таллием пиритов Учкулача отражает региональную повышенную зараженность таллием сульфидов и наличие в этом районе собственно таллиевых минералов (авиценнит, таллиевый карнотит). Концентрация таллия в натечно-колломорфных дисульфидах обусловлена адсорбционными процессами.

В ничтожных количествах и с редкой встречаемостью в пирите спектральными и химическими анализами установлены примеси Cd, Hg, Be, Ba, Sr, In, Ge, Ga, Sc, Y, Yb, Sn, Cr, Re, V, Mo, W, Sn. Из них довольно постоянна примесь Ti, Ba и Sr за счет вростков барита и рутила. Пирит обычно содержит ничтожные количества Pd и Rh (сотые и тысячные доли г/т), Pt выявлена только в пирите из месторождения Дальнее.

Пирит относится к проходящим минералам, принимающим участие во всех процессах минералообразования.

Пирит осадочного типа известен в палеозойских и мезозойских отложениях. В породах девона сингенетичный пирит выявлен в районе стратиформных полиметаллических месторождений Учкулач и Дальнее (Чеботарев, 1965), а также в районе аналогичного месторождения Сумсар в Чаткальском хребте (Лурье, 1963) и в горах Калканата (Абрамович, 1968). В первых пунктах седиментационно-

диагенетический пирит слагает послойные выделения в битуминозных алевролитах, аргиллитах и глинистых разностях известняков устьку-руксайской свиты.

Пирит скрыто- и мелкокристаллический образует густую послойную вкрапленность, сплошные пропластки, вытянутые в цепочки радиально-лучистые сферолиты и караваи размером от 0,5—2 мм до 2 см.

В парагенетической ассоциации с этим пиритом находятся кальцит, доломит, кварц, углистое вещество, галенит и сфалерит.

В районе месторождения Сумсар (Чаткальский хр.) пирит приурочен к тонкозернистым доломитам девонского возраста, в которых он выделяется в виде мельчайших глобулей размером 0,002—0,005 мм или правильных кристалликов кубической формы. В парагенетической ассоциации с пиритом встречаются рассеянные вкрапленники сфалерита и галенита.

Среди нижнекарбонных осадочно-вулканогенных пород в туфах липаритового порфира Хандизы и в доломитизированных известняках Южного Карасана (Южный Узбекистан) проявились сингенетические концентрации пирита с последующим их диагенетическим преобразованием. Для пирита характерны мельчайшие (0,001—0,01 мм) глобули, глобулиты и кубики, группирующиеся в розетки и агрегаты шаровидной формы. В незначительном количестве присутствуют галенит, сфалерит и халькопирит. Они слагают полосчатые тонкозернистые руды с типичной седиментационной ритмичностью, асимметричным строением и специфической формой рудных прослоев, отличающихся прямолинейной нижней и бугорчатой верхней границей (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Многочисленные конкреции пирита с марказитом имеются в среднеюрской угленосной толще Ангрена в Кураминском хребте (Протодьяконова, 1951; Гинзбург, 1959, 1967). Конкреции различны по форме: шарообразные, желвакоподобные и караваеподобные размером от 1 мм до 5—6 см и линзы длиной до 2 м при мощности 10—25 см. Конкреции встречаются в углях и пропластках породы. Они представляют собой псевдоморфозы пирита и марказита по древесине. Обычно полости клеток заполнены пиритом, иногда совместно с марказитом (рис. 33). Линзовидные образования в угле состоят из плотно прилегающих кристаллов пирита с изолированными зернами марказита. Желваки и конкреции шаровидной или причудливой формы размером 2—15 см весьма характерны для разреза нефтяных месторождений и встречаются среди фосфоритов в Западном Узбекистане (Каржаув, Колдаев, 1967).

Пирит в осадочных свинцово-цинковых рудопроявлениях Южного Узбекистана довольно широко развит в известняках мезозоя (Ширабад, Аулат, Ичкарисай, Кайрак, Аксу и др.) и менее — в глинах пале-

огена (Бабатаг; Шмулевич, 1958, 1961). Пирит образует рассеянную пылевидную вкрапленность, скопления неправильной формы, конкреции, псевдоморфозы по обугленным и обохренным древесным и органическим остаткам и мелкие (0,016 мм) глобулярные образования. Обычно он ассоциируется с галенитом и сфалеритом.

По условиям образования пириты из осадочных пород можно подразделить на сингенетические, диагенетические и эпигенетические.

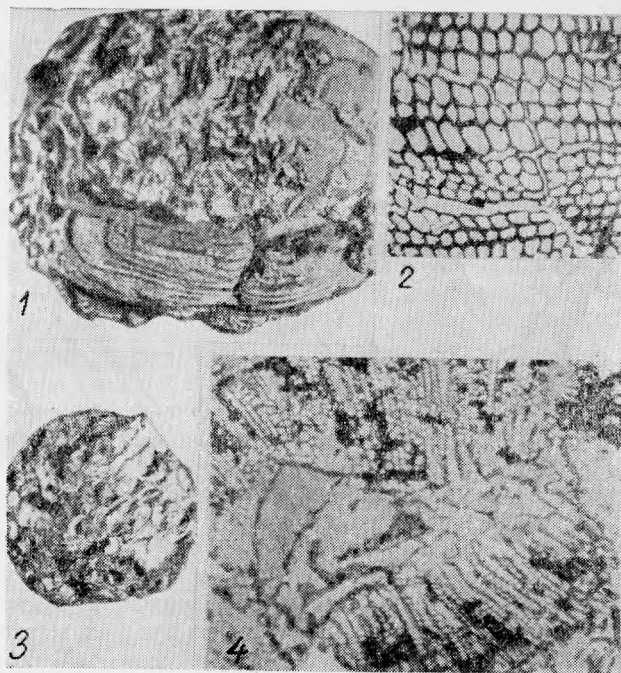


Рис. 33. Формы выделения пирита на буроугольном месторождении Ангрен.

1—желвакообразная конкреция с обломками дерева (натур. величина), 2—шарообразная конкреция (натур. величина), 3—пиритизированная древесная ткань в конкреции пирита, ув. 45, 4—древесная ткань, минерализованная марказитом, в конкреции, между клетками прожилки пирита, ув. 75 (Гинзбург, 1959).

В минерализованных полостях серных месторождений (Шорсу и Южный Узбекистан) пирит встречается в парагенезисе с серой, целестином и кальцитом. Эти образования относятся к эпигенетическим, возникшим в результате воздействия нефтяных сероводородных вод. Широко распространены псевдоморфозы пирита по раковинам. Интересное образование представляют собой серноколчеданные ризолиты—

ходы донных животных, выполненные пиритом. Длина ризолитов достигает 20—30 см, реже 1 м (рис. 34). Ризолиты густой сетью пронизывают вмещающий песчаник (Шорсу; Юшкин, 1966).

Пирит в магматических породах представлен аксессуарным минералом. В гранитоидных отложениях его содержание колеб-

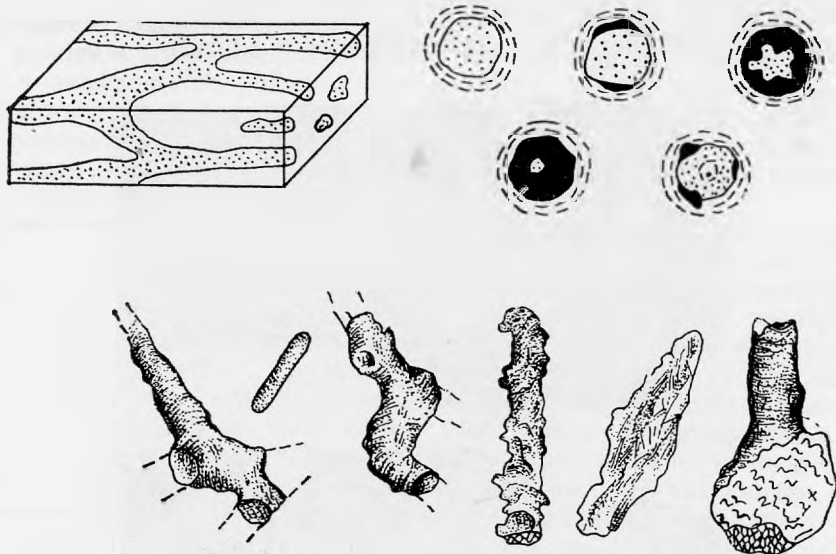


Рис. 34. Серпиколючеданные ризолиты из Шорсу (Юшкин, 1962).

лется от единичных зерен до 0,01 — 0,20% (Елисеева, 1958, 1960; Лищицына, 1960; Рабинович, Раджабов, 1964), в основных и ультраосновных породах (Западный Узбекистан) его содержание несколько выше.

Пирит — постоянный минерал в скарново-рудных месторождениях: скарново-магнетитовых (Туранглы, Чокадамбулак, Минбулак, Шабрез, Караарча, Янгиюрюк, Ихнач, Джурджурек, Гава и др.), скарново-полиметаллических (Курусай, Джангалык, Кансай, Чалата, Ташбулак, Мискан, Алтынтопкан, Кошмансай и др.), в месторождениях Чаткало-Кураминского региона и в скарново-шеелитовых в Западном Узбекистане (Ингичке, Койташ, Угат, Лянгар).

В скарново-магнетитовых месторождениях пирит выделяется в виде вкрапленности, мелких гнезд и цепочек зерен в магнетите и скарнах. Он замещает магнетит, гематит, пирротин, гранат и амфибол, часто выполняет межзерновые пространства в магнетите. Массивные магнетитовые скопления секутся метасоматическими жилками пирит-халькопиритового состава. Встречаются своеобразные псевдоморфозы

пирита по радиально-лучистым агрегатам актинолита и мушкетовита. Нередко в гранатах отдельные зоны избирательно замещены пиритом. (Вольфсон, 1935; Карпова, 1945; Винниченко, 1945; Каххаров, 1959; Багрова, 1966; Есимов, 1968; Протодьяконова, 1959).

В скарново-полиметаллических месторождениях пирит встречается повсеместно в значительных количествах, но в некоторых (Южная Дарбаза, Камаркутан, Курусай 1) играет большую роль, слагая крупные массивные пиритовые линзы (Дюгаев, 1933; Королева, 1941; Карпова, 1944; Моисеева, 1969; Протодьяконова, 1959). Обычно же пирит образует в скарново-рудных телах гнезда (15—20 см), скопления размером в 2—3 см и вкрапленность. Отмечаются все стадии замещения пирита пирротином, марказитом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Сам пирит замещает скарновые минералы. Обычно пирит замещает магнетит, но в отдельных случаях имеются и обратные соотношения (Моисеева, 1969; Попов, 1960; Протодьяконова, 1959; Бадалов, 1965 и др.).

Температура декрепитации пирита на скарново-полиметаллическом месторождении Курусай 1 составляет 400—500°C (Сазонов, 1962).

В скарново-шеелитовых месторождениях Западного Узбекистана пирит встречается в виде идиоморфных кристаллов и мелкозернистых агрегатов. Он замещает пирротин (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971; Лиценмайер, 1967).

Пирит в грейзеновых жилах. В Саргардоне (Чаткальский хр.) пирит широко распространен в виде хорошо оформленных кристаллов и их сростков (Копчик, 1949). В Гаве и Чаркасах (Кураминский хр.) отмечается редкая вкрапленность пирита в грейзеновых жилах и сопровождающих альбититах размером 0,3—4 мм, представленных кристаллами в виде пентагондодекаэдров, кубов и их комбинаций.

Рассеянная вкрапленность пирита, редкие просечки и небольшие гнезда равномерно рассеяны во всех минеральных разностях вторичных кварцитов в Чаткало-Кураминских горах (Акташ, Гушсай, Аксаката, Шавас, Токмак, Опарсай, Каранкуль и др.). Кристаллики размером 0,01—2—3 мм имеют кубическую и пентагондодекаэдрическую форму, часто концентрически зональное строение. Внешние зоны представлены пиритом, а внутренние — марказитом. Содержание пирита в кварцитах обычно не превышает десятых долей процента, а местами выделяются обогащенные зоны, содержащие 5—10%.

В парагенетической ассоциации с пиритом находятся кварц, алуниит, диаспор, каолин, диккит, пирофиллит, рутил, серицит.

В Кураминском хребте пирит в гидротермальных месторождениях распространен очень широко. Обычно его в несколько раз больше по

сравнению с остальными сульфидами. Он установлен в мышьяковых, медно-молибденово-золоторудных, касситерит-сульфидных, полиметаллических, висмутово-медных, Ni-Co-Ag месторождениях, в которых принимает участие на всех стадиях их формирования. Обычно насчитывают четыре генерации пирита.

1. Равномерная убогая вкрапленность, редкие цепочки зерен и просечки в пропилитизированных вмещающих породах и в жилках эпидот-кварц-кальцитового состава, секущих эти породы. Кристаллы кубической формы размером 0,2—2 мм, изредка 5—10 мм. Содержание пирита в пропилитизированных породах 0,1—0,3 до 1—2%. В парагенетической ассоциации с пиритом находятся эпидот, актинолит, альбит, пеннин, кальцит, кварц, рутил.

2. Равномерная вкрапленность, гнезда и прожилки пирита в серицитизированных и окварцованных разностях околорудных измененных пород. Размер вкрапленников 0,003—5 мм, содержание 1—5%. Зерна идиоморфные и ксеноморфные с зубчатыми ограничениями. Равномерное распределение пирита в измененных породах и частая приуроченность его к разложившимся темноцветным минералам свидетельствуют о местном источнике железа, его заимствовании из темноцветных минералов. В парагенезисе с пиритом в околорудных метасоматитах находятся кварц, серицит, немного карбонатов, хлорит и, кроме того, ряд минералов, специфичных для отдельных месторождений: на мышьяковых — арсенипирит, на полиметаллических — галенит и сфалерит, на медно-молибденовых — халькопирит, на флюоритовых — флюорит.

3. В рудных телах арсенипиритовых, касситерит-сульфидных, жильных полиметаллических, висмутово-медных, золоторудных месторождений пирит сопровождает рудную минерализацию в качестве наиболее раннего рудного минерала. Он образует вкрапленность и гнездообразные скопления размером до 20—30 см. Именно этот пирит особенностями своего состава отражает специфичность руд, которые он сопровождает.

Вследствие своей повышенной хрупкости пирит легко катаклазируется и в связи с этим в него легко проникают все последующие сульфиды, замещая его в различной степени, используя его серу для своего построения. Пирит отчетливо корродируется арсенипиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклой рудой. В начальные стадии перечисленные минералы проникают в него по трещинкам катаклаза, не нарушая общую ориентировку обломков, а затем замещают их в различной степени. Нередко перечисленные рудные минералы цементируют различно ориентированные обломки зерен пирита. На месторождении Лашкерек описаны очень интересные структуры зонального замещения пирита халькопиритом с четкими прямолинейными контурами отдельных зон (Бетехтин, Генкин и др., 1958).

Пирит из Чадакских золоторудных месторождений содержит тончайшие вросстки электрума и сульфидов — халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, редких теллуридов. Вкрапленники имеют овальную форму и размеры в тысячные и сотые доли миллиметра (Моисеева, 1969). В Алмалыкском рудном поле на медно-молибденовых месторождениях Қальмақыр, Сарычеку, Дальнее, Умбетты пирит выделяется в виде вкрапленности, прожилок и гнезд в измененных породах в ассоциации с халькопиритом. Последующая генерация пирита приурочена к жилам и прожилкам различного состава: кварц-магнетит-молибденового с вольфрамитом, кварц-ангидрит-молибденит-халькопиритового и кварц-халькопиритового состава с наложенными более поздними минералами (Бадалов, 1960; Рузматов, 1961; Голованов, 1969 и др.).

4. Все рудные тела в Кураминском хребте секутся жилками разного состава — кальцитового, баритового, анкерит-баритового, содержащими редкую вкрапленность пирита.

В золоторудных месторождениях Западного Узбекистана пирит в значительных количествах сопровождает золотое оруденение. В Мурунтау пирит, арсенопирит и пирротин — главные рудные минералы. На месторождении установлено три генерации пирита: осадочно-метаморфогенный, пирит окolorудных измененных пород и пирит рудных жил и прожилок (Нестерова, Чеботарев, 1969; Розова, 1969; Юдин, 1971; Зарембо, Розова, 1971).

По данным И. М. Юдина (1971), для всех осадочно-метаморфических пород как в пределах Мурунтауского рудного поля, так и вне его характерно наличие обильной одинаковой по интенсивности тонкой вкрапленности сульфидов. Преобладает среди них пирит. Отмечается четкий контроль распространения сульфидов слоистостью. Сульфиды образуют мелкие ($>0,01$ до 1—3 мм, в среднем 0,1—0,5 мм) линзовидные скопления обычно неправильной лапчатой формы. Длинные оси этих скоплений ориентированы вдоль сланцеватости, параллельной слоистости. Изредка встречаются тонкие просечки пирита длиной до 2—3 см при мощности в десятые доли миллиметра. Часто скопления сульфидов локализуются в «тнях давления» линзочек метаморфогенного кварца. При больших увеличениях в ассоциации с пиритом обнаружены марказит, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькозин, рутил, пирротин, самородное золото, ильменит, молибденит, бурнонит, теннантит, алтаит, гессит, штернберgit, валлериит, кубанит. Для структуры раннего пирита характерно присутствие мельчайших (десятки микрон) пиритосфер, внутреннее ядро которых состоит из пирита, а внешняя оболочка — из органического вещества, что характерно для седиментогенеза и раннего диагенеза.

Рудный пирит совместно с арсенопиритом слагает жилы, прожил-

ки и гнезда в зальбандах мощных кварцевых золотоносных жил. Рудные пириты содержат включения и просечки золота.

Пострудный пирит ассоциирует с турмалином в цементе кварцевых брекчий и зонах турмалинизации сланцев. Слагает гнезда, прожилки и вкрапленность (содержит 0,82 г/т Au).

В золоторудном месторождении Кокпатас пирит — наиболее распространенный сульфид. Также установлено три генерации минерала: осадочно-метаморфический, краевых частей рудных зон и пирит в рудных телах (Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969; Розова, Гаврилов, 1970). Пирит содержит ксеноморфные вроски пирротина, халькопирита, блеклой руды, редко галенита, самородного золота и тесно ассоциирует с арсенопиритом (Au 2,8—45 г/т). Аналогичные формы выделения пирита имеются в многочисленных рудопроявлениях Центральных Кызылкумов.

Пирит в колчеданных, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана распространен очень широко (60—70% всех сульфидов, а иногда целиком слагает руды. Панкратьев, Михайлова, 1971). В колчеданных месторождениях выделяется две генерации пирита: дорудного изменения вмещающих пород и колчеданных залежей.

Пирит дорудного изменения вмещающих пород развит практически во всех рудовмещающих отложениях — от гнейсов и сланцев докембрия до осадочно-вулканогенных пород палеозоя. Пирит обычно образует вкрапленность, скопления вкрапленников и маломощные прожилки. Форма зерен кубическая, размеры 0,002—2 мм. Иногда присутствуют субмикроскопические шаровидные включения (Хандиза, Южный Карасан, Харкуш).

Пирит в колчеданных и медно-колчеданных рудах составляет 80—90%. Он слагает прожилково-вкрапленные, густовкрапленные и сплошные руды в ассоциации с более поздним галенитом, сфалеритом, халькопиритом и нередко блеклой рудой. Часто пирит приурочен к сланцеватости в туфах и доломитах. В микрокварцитах образует прожилки в местах отслоения, сопровождаемые осветлением прилегающих пород.

Пирит представлен идиоморфными зернами кубической, реже пентагондодекаэдрической и октаэдрической форм. Форма их часто искажена в результате интенсивного динамометаморфизма. Размеры зерен составляют от долей миллиметра до 6 см (Сулукуль и Хандиза). Крупные кристаллы образуются путем перекристаллизации мелкозернистых пиритовых агрегатов. Структурным травлением выявлено зональное строение кристаллов. В процессе роста одни формы сменяются другими (октаэдры кубами).

На рудопоявлении Южный Карасан встречаются пластинчатые

агрегаты пирита, образующие сноповидную и звездчатую структуры или расположенные беспорядочно. Размеры пластинок от $0,02 \times 0,3$ мм до $0,5 \times 5$ см. Пластинчатая форма зерен и реликты марказита в них свидетельствуют о параморфозе пирита по марказиту.

Для руд Южного Карасана и реже Чакчара, Хандизы, Харкуша характерны еще натечные образования пирита: шаровидные с тонкозернистым (0,01 мм) строением; тонкозернистые (0,001 — 0,0001 мм) глобулы, почковидные выделения радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. В Центральной части последних и по зонам развиты кварц, галенит, сфалерит, блеклая руда. Оолиты нередко сдвоены и строены (рис. 35, 36). Пирит ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, которые отлагались между раздробленными кристаллами пирита с образованием брекчиевидных и петельчатых текстур. Эти же минералы развиваются по трещинам в пирите в виде прожилков, включений в интерстициях его зерен со следами замещения. Вокруг кристаллов пирита образуются оторочки хлорита, серицита. В тенях давления грани обрастают стебельчатым кварцем. В Чакчаре и Южном Карасане отмечены пириты с никель- и кобальтсодержащими участками, образующими каемки по зонам роста и границам зерен, включения неправильных форм, выполняющими центральные части зерен. В отраженном свете они имеют розовый оттенок, усиливающийся в иммерсии.

Микрохимическая реакция на никель дает положительный результат. Микротвердость «розовых» участков несколько выше (1706 кг/мм^2), чем у обычного пирита (1458 кг/мм^2). По данным количественного спектрального анализа содержание никеля составляет 0,26% и кобаль-

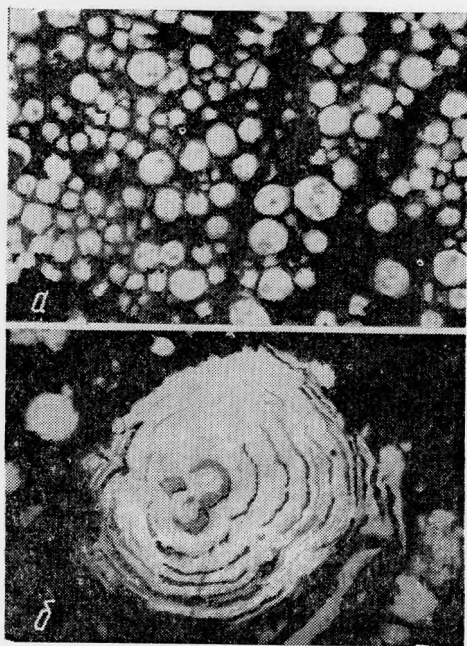


Рис. 35. б—концентрически-зональная почка пирита с галенитом (серое) из колчеданно-полиметаллического месторождения Южный Карасан. а—глобулы пирита из того же месторождения (по П. В. Панкратьеву).

та 0,1% в пиритах с розовыми участками, а в пиритах без них — 0,007% Ni и 0,01% Co.

Для руд, в составе которых преобладает пирит, наиболее характерны массивно-полосчатая и сланцеватая текстуры.

Мельниковит-пирит в колчеданных месторождениях — очень редкое образование. Описано П. В. Панкратьевым и А. Б. Баталовым (1963) для колчеданно-полиметаллического месторождения Хандиза. Ассоциирует с пиритом в коллоидных и метаколлоидных агрегатах или ячеистых почковидных образованиях в виде реликтов в центральных

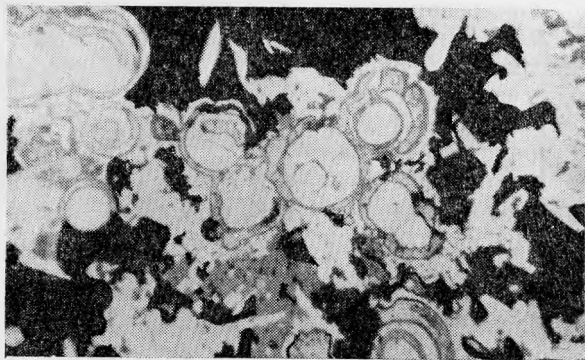


Рис. 36. Концентрически-зональная структура сростания пирита (белое) с галенитом и халькопиритом. Месторождение Южный Карасан. Полированный, шлиф 2, ув. 89.

частях почек пирита. Под микроскопом мельниковит желтый до темно-серого со значительно более низкой отражательной способностью, чем у пирита. Видны постепенные переходы от мельниковита через мельниковит-пирит к пириту.

Гипергенный пирит распространен ограниченно и представляет лишь минералогический интерес. В Кургашикане отмечались мелкие кристаллики пирита октаэдрической формы, выросшие на супергенном барите (Бадалов, 1965), мелкие сростки зерен пирита наблюдались на кристаллах супергенного кальцита в Акташе, а в Окурдаване на галлуазите (Протоद्याконова, 1959).

Пирит неустойчив в зоне окисления, он разлагается и чаще всего замещается лепидокрокитом, гетитом, гидрогетитом. В серицитизированных породах встречаются псевдоморфозы ярозита по пириту.

Сернокислые растворы, образующиеся в связи с разложением пирита, вызывают интенсивную переработку вмещающих пород и их обе-

ление. Обеленные породы, состоящие из гидрослюда, каолина, галлуазита, халцедона, ярозита, алунита и др., очень широко развиты в районах Алмалык—Гушсай, Кучар, Такели, Опарсай, Токмак и др. и слагают кору выветривания мощностью 10—20 м (Моисеева, 1971).

В зоне вторичного сульфидного обогащения (Кальмакыр, Гудас и др.) по пириту развивается халькозин и ковеллин с образованием петельчатых и раскрошенных структур замещения.

Марказит — FeS_2 Марказит-мельниковит

Марказит известен во многих пунктах Узбекистана. В Кураминском хребте выявлен в небольших количествах в Кансае, Табошаре, Такели, Курусае, Кулькермесе, Актее, Наугарзансае, Восточно-Карамазарских полиметаллических месторождениях, Алмалыке, Чокадамбулаке, Кочбулаке.

Крупные скопления марказита имеются в буроугольном месторождении Ангрэн (Протодьяконова, 1951; Гинзбург, 1959; Петров и Рубанов, 1960; Николаева, 1967). Отмечается в Центральных Кызылкумах на золоторудном месторождении Мурунтау (Юдин, 1971), на никель-графитовом Тасказган (Кромская, 1970), на некоторых месторождениях Угамских гор (Дунин-Барковская, 1961; Воронич и др., 1970). В Западном Узбекистане в скарново-шеелитовых месторождениях Ингичке, Лянгар, Койташ (Кучукова, Исмаилов, Рахмедов, 1966; Лиценмайер, 1967; Исмаилов, 1964), в полиметаллическом месторождении Уччулач (Чеботарев, 1964) и в других пунктах. В Южном Узбекистане встречается в колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Марказит слагает микрозернистые и пластинчатые агрегаты. Редкие кристаллы установлены в пустотах на месторождении Актее размером 1—2 мм пластинчатого габитуса, представляющих собой комбинацию двух призм. В Ангрэне кристаллы в виде острых дипирамид размером до 2,5 см и усеченных пирамид размером не более 3 мм, слагающих конкреции (Протодьяконова, 1951). На серном месторождении Шакарлык-Астана встречаются кристаллики марказита, выросшие на пирите (С. К. Смирнова). Поверхность граней покрыта грубой комбинационной штриховкой (рис. 37).

Мелкозернистые почковидные скопления натечно-колломорфной текстуры в ассоциации с пиритом выявлены во многих месторождениях Узбекистана (Уччулач, Лачинхана, Хандиза, Южный Карасан и др.). Цвет латунно-желтый и более тусклый по сравнению с пиритом. Микротвердость колеблется в следующих пределах: 1180 (Курусай), 1031 (Гушсай), 960 (Наугарзансай), 891 (Тасказган).

Удельный вес 4,35 (Ангрен), 484—4,89 (Шорсу), 4,82 (Шакарлык—Астана).

В полированных шлифах марказит светло-желтый с очень высокой отражательной способностью: 50—70% (Тасказган), 50% (Курусай). Эффект анизотропии зависит от агрегативного состояния. Пластинчатые разности сильно анизотропны с цветным эффектом от синевато-фиолетовых до розоватых тонов. Тонкозернистые разности дают эффект суммарной анизотропии. В кристаллах имеются полисинтетические двойники, располагающиеся по удлинению. Рентгенограммы марказита обнаружили хорошую сходимость с эталоном.

Состав марказита из Ангрена и других месторождений близок теоретическому, небольшое колебание в содержании серы от некото-

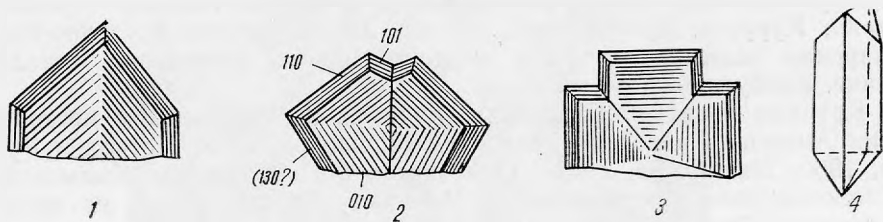


Рис. 37. Кристаллы марказита.

1—3 из серного месторождения Шакарлык-Астана, 4—из Ni-Co-Ag месторождения.

рого дефицита до избытка, обычно для данного минерала (табл. 22). Характерной геохимической особенностью марказита натечно-коллоидных тонкодисперсных разностей является повышенное содержание в них таллия, достигающее в марказитах Лачинханы 0,3%, в ангреном марказите 78—175 г/т, в учкулачском в среднем 225 г/т (табл. 23). Концентрация таллия обусловлена абсорбционными процессами (Дуин-Барковская, 1961; Чеботарев, 1964; Николаева, 1967). Интересно высокое содержание селена в марказитах из кембрийских углеродисто-осадочных сланцев, достигающее 333 г/т (Савельев, 1963). Сингенетичный вкрапленный марказит осадочно-метаморфической свиты, вмещающей месторождение Мурунтау, золотоносен (0,652 г/т Au по 17 пробам). Марказит никелевого месторождения Тасказган содержит в своем составе много никеля и кобальта (0,072%), унаследованного от пирита, который он замещает (Кромская, 1970).

Известно несколько генетических типов марказита: осадочный, гидротермальный и гипергенный.

Марказит осадочного типа в угольном месторождении Ангрен слагает вместе с пиритом и подчиненным мельниковитом шарообразные и линзообразные конкреции и желваки размером от десятых долей

миллиметра до 10—15 см. Встречаются крупные линзообразные караван длиной 1—2 м при толщине до 25 см. В конкрециях радиально-лучистого и концентрически зонального строения происходит чередование зон, сложенных марказитом и пиритом. Марказит замещает растительные клетки и выполняет клеточные полости, что свидетельствует

Таблица 22

Химический состав марказита, вес. %

| Компонент | Ангрен | | Лачинхана | | | | Учкулач |
|------------------|--------------------------|-------|-----------------------------|--------|--------|--------|------------------------|
| | 1 | 2 | 996 | 44 | 43 | 42 | 1773 |
| Fe | 46,40 | 42,88 | 40,90 | 44,67 | 44,11 | 44,81 | 42,71 |
| Cu | 0,00 | — | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,20 |
| Zn | — | — | 0,11 | 1,11 | 1,85 | 0,80 | 1,43 |
| Pb | — | — | 0,09 | 0,13 | 0,18 | 0,16 | 1,33 |
| As | 0,00 | — | 0,75 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,06 |
| Sb | — | — | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Tl | — | — | 0,015 | 0,27 | 0,24 | 0,21 | — |
| S | 53,20 | 50,50 | 47,78 | 51,92 | 51,81 | 52,17 | 50,14 |
| Нераств. остаток | — | 6,55 | 11,33 | 2,29 | 2,03 | 1,99 | 3,32 |
| Сумма | 99,60 | 99,93 | 100,985 | 100,48 | 100,31 | 100,22 | 99,39 |
| Лаборатория | ИГиГ ЦХЛ, | | Министерство геологии УзССР | | | | |
| Аналитик | АН УзССР П. Л. Прихидько | | К. Токарева Т. Т. Мухова | | | | — |
| Автор | Протодьяконова, 1951 | | Николаева, 1967 | | | | Дунин-Барковская, 1961 |
| | | | | | | | Чеботарев, 1965 |

Примечание. 1—радиально-лучистые шаровидные конкреции марказита в буром угле. 2—конкреция марказита в виде псевдоморфоз по растительным остаткам в буром угле. 996—мелкозернистый марказит в ассоциации с халцедоном в каолинизированных эффузивах. 44, 43, 42—радиально-лучистые и зональные конкреции марказита в колчеданных рудах. 1773—лучистый марказит кокардовой текстуры из колчеданной руды.

об образовании марказита одновременно с превращением растительного материала в уголь. Конкреции по всему разрезу угольной свиты Ангрена образуют включения юрского возраста. По данным А. И. Гинзбурга (1959), вначале дисульфид железа отложился в виде мельниковита, который в дальнейшем раскристаллизовался в марказит и пирит.

Марказит в осадочных породах мезо-кайнозоя упоминают многие исследователи. С. Е. Прянишников (1934) выделяет марказиты в серном месторождении Шорсу, С. К. Смирнова (1970) — в Шакарлык-Астана. Марказит совместно с пиритом образует конкреции среди глин

палеогена в осадочном рудопроявлении Южный Бабатаг (Шмулевич, 1958, 1960, 1961).

Таблица 23

Содержание редких, рассеянных и благородных элементов в марказитах Узбекистана, г/т

| Месторождение | Формация | Au | Ag | Ni | Co | Se | Te | Tl | Автор |
|---------------------|---|------------|--------|--------|--------|----------|----------|-----------|---|
| Кураминский хребет | | | | | | | | | |
| Актепе | Ni-Co-Ag-Bi | 0,0 (1) | 4 (1) | — | — | Сл. (1) | Сл. (1) | 0,0 (1) | Моисеева, 1969 |
| Наследовское | Скарново-полиметаллическая | 10,2 (1) | 92 (1) | 62 (1) | 60 (1) | — | — | — | Багрова, 1966 |
| Ангрен | Каолино-угольная | — | — | — | — | 2,5 (4) | 0,62 (4) | 126 (4) | Николаева, 1967 |
| Угамский хребет | | | | | | | | | |
| Лачинхана | Колчеданная | 0,0 (1) | 92 (1) | — | — | 3 (6) | 5 (6) | 1450 (25) | Дунин-Барковская, 1961 |
| Западный Узбекистан | | | | | | | | | |
| Учкулач | Pb-Zn стратиформная в карбонатных породах | — | — | — | — | — | — | 225,7 (4) | Чеботарев, 1964 |
| Ауминзатау | Углеродисто-кремнистые сланцы | — | — | — | — | 333 | — | — | Савельев, 1963 |
| Ингичке | Скарново-шеелитовая | 0,0 (1) | 40 (1) | — | — | 17,3 (2) | 0,0 (2) | 0,0 (2) | Лиценмайер, 1967; Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971 |
| Мурунтау | Осадочно-метаморфическая с вкрапленностью сульфидов | 0,652 (17) | — | — | — | — | — | — | Юдин, 1971 |
| Тасказган | Никель-графитовая | — | — | 21600 | 700 | — | — | — | Кромская, 1970 |

Сингенетичный марказит в палеозойских отложениях известен в районе месторождения Мурунтау, Учкулач и в горах Ауминзатау. В осадочно-метаморфической толще, вмещающей золоторудное место-

рождение Мурунтау в Центральных Кызылкумах, сульфиды вне рудного поля представлены пиритом, пирротинном и марказитом, образующими мелкие (0,01—3 мм) линзовидные скопления неправильной лапчатой формы. Изредка встречаются тонкие просечки и неправильные стяжения, обычно в сростании с пиритом. Среди марказита имеются тончайшие выделения пирротина, пирита и самородного золота. Прослеживается ряд последовательных превращений дисульфидизации: пирротин-марказит-пирит. Указанные преобразования происходили в ходе метаморфических изменений пород (Юдин, 1971).

В полиметаллическом месторождении стратиформного типа Учкулач и Дальнее (горы Писталитау) в девонских карбонатных отложениях марказит представлен двумя разновидностями: колломорфный (мельниковит-марказит) и кристаллический. Марказит совместно с пиритом образует ритмичные концентрически-зональные агрегаты в почках и радиально-лучистые корки в периферических частях почек пирит-мельниковитового состава. Среди почек пирита встречаются включения марказита неправильной формы с неясными расплывчатыми границами. Часть кристаллического марказита образовалась в результате перекристаллизации колломорфного.

Характерной геохимической особенностью марказита Учкулача является повышенная примесь в нем таллия (от 42 до 576 г/т, в среднем 225,7 г/т; Чеботарев, 1964).

Гидротермальный марказит известен на многих месторождениях. Крупные скопления он образует в скарново-полиметаллических месторождениях Курусай I и Наследовское (Моисеева, 1964; Багрова, 1967), в которых слагает гнезда размером до 20—30 см в ассоциации с пиритом и пирротинном. В них марказит образует пластинчатые агрегаты в виде псевдоморфоз по пирротину с характерным отслаиванием вдоль базальной отдельности пирротина.

На месторождениях Актеле, Табошар, Кочбулак в мелких пустотах в кварцевых жилах выделились пластинчатые кристаллики марказита и их агрегаты размером 1—2 мм.

Среди алунитовых вторичных кварцитов Гушсая и в прилегающих пропилитизированных породах в ограниченном количестве (1—2%) имеются вкрапленники марказита сферолитовой формы радиально-лучистого и концентрически зонального строения размером до 0,5 мм и параморфозы пирита по марказиту (Моисеева, Борискин, 1966).

В свинцово-цинковом месторождении Лачинхана в Угамском хребте (Дунин-Барковская, 1961, 1966) марказит встречается в виде мелкозернистых колломорфных и радиально-лучистых образований. Слагают желваки и неправильные скопления в эффузивах в ассоциации с пиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, арсенопиритом, халцедоном, кварцем, баритом и флюоритом.

В Западном Узбекистане марказит-мельниковит встречается во многих месторождениях в кварц-сульфидных жилах среди скарнов, роговиков, гранитоидов и осадочно-метаморфических пород (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971). Образует вкрапленность, прожилки, гнезда, желваки и конкреции в ассоциации с пирротинном, борнитом, сфалеритом, арсенипитом, шеелитом, сидеритом, хлоритом. Как правило, минерал развивается по пирротину.

На никель-графитовом месторождении Тасказган в Центральных Кызылкумах марказит приурочен к зонам графитизированного габбро в ассоциации с никельсодержащими сульфидами. Тонкозернистый марказит совместно с пиритом развивается по пирротину, в различной степени замещая его. Образует вкрапленность, небольшие гнезда и прожилкообразные выделения мощностью 1—15 см (Кромская, 1970).

В Южном Узбекистане марказит наряду с пиритом присутствует почти во всех эндогенных полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях колчеданного типа, особенно часто он встречается в рудах Южного Карасана и Чакчара. Развивается обычно среди пирита в виде зернистых, сноповидных и радиально-лучистых агрегатов или обособленных кристаллов призматического и пластинчатого габитуса (1—1,5 мм) (Панкратьев, Михайлова, 1971). Марказит замещается халькопиритом, сфалеритом, галенитом с образованием коррозионных структур, переходящих в раскрошенные. Гипергенный марказит в больших количествах распространен довольно широко.

Мельниковит — Fe_5S_7 (?)

Существование мельниковита как самостоятельного минерала до сих пор подвергается сомнению. В работах последних лет мельниковит предлагают считать определенным минеральным видом (Полушкина, Сидоренко, 1968). Не вдаваясь в дискуссию о существовании мельниковита как самостоятельного минерала, мы описываем под этим названием специфические агрегаты сульфидов железа.

Мельниковит отмечается в нескольких пунктах — Учкулаче (горы Писталитау), Южном Узбекистане, Ангрене, Наугарзансае, Лачинхане и др. (Чеботарев, 1965; Панкратьев, Михайлова, 1971; Николаева, 1967; Дунин-Барковская, 1961, 1966).

Мельниковит представляет собой криптокристаллические сажистые и плотные массы черного и черно-серого цвета. Отдельные почки с сажистым веществом проявляют магнитность (Учкулач). При действии на сажистую массу концентрированной HCl мельниковит растворяется, а остаются тончайшие кристаллики пирита и марказита (Ангрен, Учкулач). Электронномикроскопические снимки выявили квадратную и округлую форму частиц (Ангрен).

В полированных шлифах мельниковит серовато-бурого цвета с шероховатой поверхностью. Легко чертится стальной иглой. Микротвердость 334 (Хандиза), 244 $кг/мм^2$ (Учкулач). Отражательная способность низкая.

В Лачинхане мельниковит относится к второстепенным минералам. Он слагает сажистые корки и пленки на других сульфидах и плотные участки в почках марказита и пирита. Образует овальные включения в халцедоне концентрически-зонального строения размером 0,001—0,1 мм. В процессе последующих преобразований мельниковит переходит в пирит или марказит (Дунин-Барковская, 1965).

В Учкулаче и Дальнем среди колчеданных руд в центральных частях почек пирита встречаются рыхлые сажистые скопления мельниковита (Чеботарев, 1965). В Ангрене этот минерал встречается в конкрециях совместно с пиритом и марказитом. В Южном Узбекистане известен в колчеданно-полиметаллическом месторождении Хандиза (Баталов, Панкратьев, 1965), где ассоциирует с пиритом в метаколлоидных агрегатах или ячеистых почковидных образованиях в центральных частях почек пирита и приурочен к трещинам в пирите. Видны постепенные переходы от мельниковита к мельниковит-пириту и пириту. Отлагается в промежутках между дроблеными зёрнами пирита.

Бравойт — (Fe, Ni, Co)S₂

Бравойт — член изоморфного ряда NiS₂—FeS₂—CoS₂, границы между членами условные.

Первое указание о бравойте в Южно-Чаткальских горах принадлежит Ф. И. Вольфсону (1937), отметившему минерал в ассоциации с миллеритом в никелевом рудопроявлении Чақыртур. В результате дальнейших работ минерал установлен в двух пунктах: на никель-графитовом месторождении Тасказган в Центральных Кызылкумах (Кромская, 1970) и в Южном Узбекистане в колчеданно-полиметаллическом рудопроявлении Вуары (Панкратьев, Михайлова, 1971).

В Тасказгане бравойт представлен мелкими включениями размером до 0,1 мм в массе виоларита с едва уловимой зональной и пятнисто-желтой окраской.

Минерал приурочен к зонам измененного графитизированного габбро (0,2—0,5%), в которых образует вкрапленность в сростках с виоларитом и никелистым пиритом, замещает пентландит и никельсодержащий пирротин.

В Южном Узбекистане, в рудопроявлении Вуары бравойт образует вкрапленность мельчайших идиоморфных зёрен (0,008 мм).

Зёрна имеют характерное зональное строение. Центральная часть, обладающая гексагональными очертаниями, имеет цвет и отражатель-

ную способность, близкую к пирротиновой — это наиболее обогащенная никелем зона. Далее идет каемка, повторяющая очертания внутренней зоны желтого цвета — с меньшим содержанием никеля. Внешняя зона в виде правильного четырехугольника наиболее светлая, с чуть кремоватым оттенком, приближающаяся к пириту. Встречаются

зерна с двумя центрами зарождения; две гексагональные внутренние зонки обрастают единой четырехугольной внешней зоной. Минерал дает четкую положительную реакцию на никель методом отпечатка.

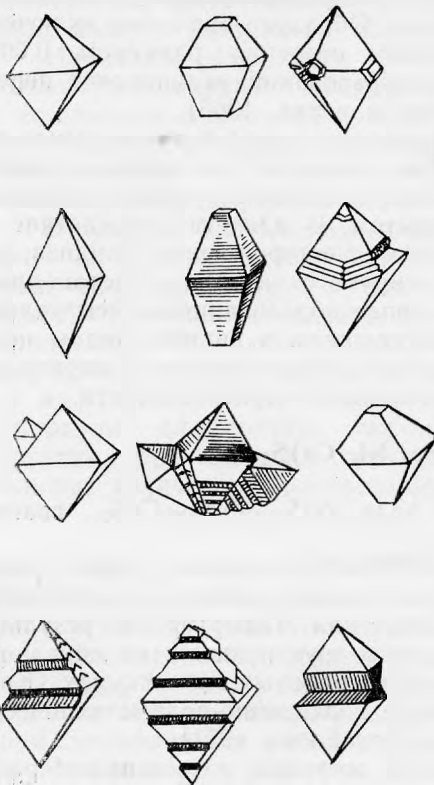


Рис. 38. Формы кристаллов ваэсита из Тасказгана.

В полированных шлифах ваэсит желтовато-белый, отражательная способность близка к пириту, обладает слабым двуотражением и анизотропией с цветным эффектом от коричневого до темно-серого. Полированная поверхность ямчатая, рельеф высокий.

По данным спектрального анализа, в ваэсите установлены следующие элементы: >1% Ni, Fe, Co; до 1% As; 0,00n% Au, Cu, Pb, Bi. Из них Co, Fe, Cu являются изоморфными с Ni примесями. Примесь

Ваэсит — NiS₂

Ваэсит — редкий минерал. Установлен К. М. Кромской (1970) в графит-никелевом месторождении Тасказган в горах Кульджуктау (Центральные Кызылкумы).

Ваэсит представлен мелкими кристаллами октаэдрического габитуса (0,1 — 1,5 мм). Характерна горизонтальная штриховка на гранях октаэдра. Встречаются двойниковые, ступенчатые и параллельные сростания кристаллов (рис. 38).

Цвет минерала стально-серый, блеск металлический, с поверхности зерна минерала покрыты тусклой пленкой. Микротвердость ваэсита в значительной мере анизотропна, колеблется в разных направлениях в пределах 708 — 1119 кг/мм², в среднем равна 915 кг/мм².

As обусловлена присутствием никелина, а Au — тончайшими вросками золота.

Рентгенометрические исследования показали хорошую сходимость линий с эталоном ваэсита. Главные линии: 2,827 (8), 2,538 (10); 2,323 (9); 1,707 (10); 1,088 (5).

Ваэсит образует тончайшую вкрапленность в зонах графитизированного габбро в ассоциации с никелином, пирротинном, пентландитом, герсдорфитом, виоларитом, никелистым пиритом.

Молибденит — MoS_2

Впервые молибденит обнаружен в 1927 г. в Чаткальском хребте Е. В. Ивановым в осипи пегматитовой породы (Наследов, Либман, 1933). В 1928 г. был выявлен в Лянгаре геологом Культиасовым по указанию местного жителя М. Юлдашева (Баскин, Мясников, Флоренский, 1928; Абдуллаев, 1939). В районе Бричмуллы Н. А. Смольянинов (1935) обнаружил молибденит в кварцевых жилах. В последующие годы минерал открывали во многих пунктах.

В настоящее время в Узбекистане известны следующие главные месторождения и рудопроявления молибденита: в Кураминских горах (сев. склон) — Умбетты, Каракиясай, Кальмакыр, Дальнее, Джаныбек, Северо-Западный Балыкты, Кулемес, Надирбек, Сарычеку, Шаугазсай и Янгоклы; в Чаткальских горах — Чимган, Саргардон, Чепташ, Чавата, Ункурташ, Майдантал, Ойгаинг и др.; в Западном Узбекистане — Койташ, Угат, Лянгар, Ингичке, Мурунтау и др.; в Южном Узбекистане — Туполангдарья.

Из перечисленных месторождений наиболее изучены молибдениты из медно-молибденовых месторождений Кальмакыр, Дальнее и Сарычеку и скарновых месторождений Лянгар, Койташ и Ункурташ.

Молибденит образует листочки разнообразной величины, часто слагающие радиально-лучистые сростки и розетки размером до 5—10, иногда и 15 мм, реже крупные пластинки гексагонального габитуса (Лянгар, Ингичке), микрочешуйчатые скопления, чешуйки до 0,5 см (Кальмакыр, Умбетты). Весьма разнообразен распыленный дисперсный молибденит в приповерхностных кварцевых жилах в районе Лашкерека, окрашивающий кварц в черный цвет (Хан, 1968).

Физические свойства молибденитов различных месторождений очень близки: твердость 1—1,5, на ощупь жирный, блеск металлический, спайность совершенная по пинакоиду, цвет стально-белый. В полированных шлифах в отраженном свете — серовато-белый, имеет сильное двуотражение: параллельно удлинению — белый с бледно-сиреневым оттенком, перпендикулярно удлинению — белый с серовато-сиреневым оттенком. Сильно анизотропен с цветовым эффектом в

желтоватых и синих тонах. Встречаются полисинтетические двойники (Лянгар, Койташ).

Таблица 24

Содержание рения, селена и теллура в молибденитах различных месторождений Средней Азии (g/m)

| Месторождение | Район | Re | Se | Te | Автор |
|----------------|--------------------|---------|--------|---------|--|
| Янгоклы | Карамазар | 1800/3 | | | С. Т. Бадалов, 1959 |
| Кальмакыр | То же | 1500/20 | 140/8 | 40/8 | |
| Сарычеку | " | 600/12 | 190/15 | 10/8 | |
| Дальнее | " | 550/1 | | | |
| Умбетты | " | 260/2 | 100/1 | 10/1 | |
| Джиланды | " | 36/1 | 100/1 | 14/1 | И. М. Голованов, Д. А. Сахор, В. А. Петров, И. П. Заревич |
| Майдантал | Пскем-Чаткаль-ский | 910/1 | | | |
| Худайдот | То же | 410/2 | | | С. Т. Бадалов, С. М. Баситова, М. И. Исмаилов С. Т. Бадалов С. М. Баситова, М. И. Исмаилов, Б. Ф. Зленко С. М. Баситова |
| Саук-Булак | " | 140/1 | | | |
| Чимган | " | 70/3 | | | |
| Верхнехначское | " | 50/1 | | | |
| Чавата | " | 34/5 | | | |
| Ункурташ | " | 30/3 | | | |
| Аплитсай | " | 28/1 | | | |
| Чепташ | " | 15/2 | | | |
| Каракорум | " | 8/1 | | | |
| Лянгар | Зап. Узбекистан | 25/13 | 131/21 | 15,7/21 | |
| Койташ | То же | 22/15 | 150/9 | 130/9 | |
| Шибар-Об | Туркестан. хр. | 100/3 | 100/1 | | |
| Чорух-Дайрон | Моголтау | 36/9 | 20/7 | 53/7 | |
| Южный Янгикан | То же | 1/6 | 150/27 | 270/32 | |
| Шурале | " | 36/7 | 54/10 | 125/10 | |
| Джилау | " | 40/1 | | | |
| Юрук-Дара | Памир | 10/1 | | | |
| Тоялмыш | Сев. Киргизия | 450/1 | 100/1 | | |
| Джангрык | То же | 340/2 | 80/2 | | С. Т. Бадалов, С. М. Баситова |
| Джошо | " | 290/2 | 100/1 | | |
| Унавдинское | " | 175/2 | 150/2 | | |

Химический состав молибденита изучен неравномерно. Имеется один полный анализ и данные по распределению рения в молибденитах из различных генетических типов месторождений и в подчиненном количестве Se, Te, Au и Ag (табл. 24).

Состав молибденита близок теоретическому (молибденит из Умбетты; Румзатов, 1961).

| <i>Компонент</i> | <i>Вес, %</i> | <i>Компонент</i> | <i>Вес, %</i> |
|------------------|---------------|------------------|---------------|
| Mo | 55,72 | Al | 1,14 |
| S | 38,62 | Se | 0,0102 |
| Pb | 0,28 | Te | 0,0009 |
| Cu | 0,79 | Сумма | 99,83 |
| Fe | 0,63 | | |

Примечание. Лаборатория ИМГРЭ, аналитик К. Т. Исаева.

Примеси Cu и Pb связаны с примесью галенита и халькопирита. Обращают на себя внимание примеси Se и Te, изоморфные с S. Спектральным анализом обнаружено значительное количество примесей: Cu, Ag, Zn, Pb, V, As, Bi, Cr, W, Mn, Fe, Ni (0,00п—0,п%), из них наиболее интересными в молибденитах Кальмакыра и Сарычеку являются Cu, Ag, Zn, Pb, As, которые, очевидно, присутствовали в растворах при отложении молибденита.

Отмечаются определенные закономерности в распределении рения и селена в молибденитах (табл. 24). Содержание рения в молибденитах зависит от генетического типа месторождения — минимальные его количества — в молибденитах скарновых месторождений (до 0,005%), более высокие — в молибденитах из кварц-молибденитовых рудопоявлений (от 0,01 до 0,04%), максимальные содержания установлены в молибденитах из медно-молибденовых месторождений Сарычеку, Дальнее и особенно Кальмакыр (от 0,06 до 0,30%). Содержание рения в молибденитах медно-молибденовых месторождений Кармазара является наиболее высоким из всех месторождений СССР, что представляет практический интерес.

Установлено высокое содержание селена, достигающее 100—150 г/т в молибденитах, что также может иметь практическое значение. Наблюдается некоторое увеличение содержания селена в молибденитах с повышением в них количества рения, что прослеживается на примере месторождений Умбетты—Сарычеку—Кальмакыр. Для этих месторождений установлены следующие количества селена в молибденитах: 100—190 г/т при содержаниях рения 250—3000 г/т.

Из других элементов-примесей отметим Ag, V, Mn, Ni, присутствие которых в молибденитах частично можно объяснить явлением изоморфизма. Все остальные элементы, обнаруженные в молибденитах, находятся в тонкодисперсном состоянии в форме своих минералов.

В скарновых и медно-молибденовых месторождениях молибденит присутствует в виде прожилков, гнезд и вкрапленности. Молибденит в скарнах часто развивается метасоматически по пироксенам.

Изучение политипии молибденитов показало, что более распространенным является гексагональный (2H) тип, тогда как ромбоэдрический (3R) встречается только в отдельных месторождениях Алмалыкского рудного района (Бадалов, Хуршудян, Туресебеков, 1970; Чухров, Звягин и др., 1968).

Таблица 25

Результаты изучения политипии молибденитов эндогенных месторождений Средней Азии

| Месторождение или рудопроявление | Парагенный комплекс минералов или рудная формация | Политип | Содержание рения, г/т |
|----------------------------------|---|--------------|-----------------------|
| Джангрык | Акцессорный в изверженных породах | 2H (1) | 340 (2) |
| Янги-Кан | Скарново-магнетитовая | 2H (4) | 1 (6) |
| Лянгар | Скарново-шеелитовая | 2H (1) | 55 (13) |
| Кара-Оба | То же | 2H (1) | 4 (15) |
| Чорух-Дайрон | " | 2H >> 3R (1) | 18 (4) |
| Джошо | Кварц-молибденит-вольфрамитовая | 2H (1) | 290 (2) |
| Тоялмыш | То же | 2H (1) | 450 (1) |
| Умбетты | Кварц-молибденитовая жильная | 2H >> 3R (2) | 260 (2) |
| Янгаклы | То же | 2H (1) | 1800 (3) |
| Дальнее | Кварц-ангидрит-молибденит-халькопиритовая | 3 >> 2HR (3) | 650 (1) |
| | То же | 2H > 3R (2) | |
| | " | 2H (5) | |
| Балыкты (медное) | " | 2H > 3R (1) | |
| | " | 2H - 2R (1) | |
| | " | 2H (5) | |
| Кальмакыр | " | 2H >> 3R (1) | 1500 (20) |
| | " | 2H (6) | |
| Сарычеку | " | 3R > 2H (1) | 600 (12) |
| | " | 2H (2) | |

Примечание. В скобках — количество проб.

Образование политипов не зависит от примесей (в частности от Re) и парагенных минералов, политип 3R (ромбоэдрический) распространен, в основном, в рудах сравнительно низкотемпературной кварц-ангидрит-молибденит-серицитовой формации, хотя его редкие находки с минимальным количественным содержанием отмечаются и в рудах других формаций.

Установлена закономерность в распределении политипов молибденита 2H и 3R по вертикали рудных тел (табл. 25).

На месторождении Дальнее наблюдается тяготение политипа 3R к меньшим глубинам (до 350, реже 460 м), тогда как политип 2H характерен для больших глубин (более 460 м). На северо-западном

участке Балыкты отмечается смена политипов 3R на 2H в интервале 130—220 м.

Месторождение Дальнее почти не эродировано, что и обусловило широкое распространение политипа 3R, особенно в его приповерхностной части. По этой причине в соседнем аналогичном месторождении Кальмакыр, эродированном на 300—500 м, сохранился только политип 2H. В результате экспериментальных исследований (Хуршудян и др., 1969) установлено, что чем больше низкотемпературный молибденит (меньшая глубина от поверхности), тем чаще возникает политип 3R, тогда как политип 2H характерен для больших глубин образования.

По условиям образования выделяют несколько генетических типов месторождений молибденита: гидротермальный (собственно молибденовые, медно-молибденовый, вольфрамово-молибденовый и скарново-шеелитовый с молибденом); магматический (отмечается среди акцессорных минералов в магматических породах), вкрапленность в пегматитовых жилах и грейзенах.

Из указанных типов оруденения наибольший интерес представляют молибденовые месторождения. В скарново-шеелитовых молибденит обычно сопутный компонент.

Йордизит — MoS_2

Йордизит известен в буроугольном месторождении Ангрэн (Петров и др., 1959; Николаева, 1967) и в Кызылкумах (Савельев, Тростянский, 1970). В Ангрэне этот минерал встречается в виде сажистых образований во всех разновидностях пород юрских угленосных отложений и в коре выветривания. Представлен черными мягкими тонкодисперсными рентгеноаморфными образованиями с жирным блеском. Одним из индикаторов наличия йордизита в породе является возникающий по нему ильземаннит, покрывающий в виде синего налета скопления йордизита. Йордизит нередко образуется в результате замещения органических остатков.

В Кызылкумах йордизит встречается в виде дисперсных порошковато-сажистых черных пятен и гнезд в известковистых песках нижнего эоцена в ассоциации с пиритом, марказитом, мельниковитом. Йордизит частично перешел в ильземаннит.

Тунгстенит — WS_2

Тунгстенит обнаружен в 1954 г. в скарново-шеелитовом месторождении Лянгар в Нуратинском хребте М. Д. Трояновым и исследован О. М. Римской-Корсаковой (Римская-Корсакова, Троянов, 1956). Это первая находка в Советском Союзе. До настоящего времени тунгстенит был известен лишь в месторождении Эмма, штат Юта.

Тунгстенит представляет собой тонкочешуйчатую массу свинцово-серого цвета с металлическим блеском. Черта темно-серая, блестящая, твердость 2,5. Спайность совершенная в одном направлении (0001). Удельный вес $7,18 \pm 0,05$, а вычисленный на основании данных рентгено-структурного анализа 7,7. Внешне минерал похож на молибденит.

Тунгстенит в проходящем свете непрозрачен, а в отраженном обнаруживает тонкочешуйчатое строение. Цвет белый, сильно двуотражает, анизотропен. Кислотами не травится. Состав тунгстенита из Лянгара с небольшой примесью кварца и пирита (ИГЕМ АН СССР, анал. Алексева): W — 73,71; S — 26,20; Fe — 0,35; SiO₂ — 0,10; сумма — 100,36%. Спектральным анализом обнаружены (вес. %): W(n); Fe, Si (0,n); Mg, Al, Ca, Cu (0,0n); Mn (0,00n); Mo (0,000n). Молибден и марганец изоморфно замещают вольфрам. Ag и Cu, по-видимому, обусловлены нахождением пирита, содержащего примеси указанных элементов. Ca и Mg присутствуют за счет механических примесей.

Рентгенометрический анализ тунгстенита проводила О. М. Римская-Корсакова совместно с В. А. Франк-Каменецким в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии Ленинградского университета. На порошкограмме лянгарского тунгстенита оказалось значительно больше линий, чем это указано Харкуртом для тунгстенита из рудника Эмма. Ведущие линии на рентгенограммах тунгстенита из Лянгара: 3,098 (9), 2,689 (7ш), 2,283 (8ш), 2,058 (10), 1,581 (9), 1,547 (10д), 1,526, 1,500 (8д), 1,538, 1,307 (7), 1,252 (8), 1,103 (9), 1,030 (8), 0,9721, 0,9574 (8).

Вычисленные параметры элементарной ячейки равны: $a = 3,151 \pm \pm 0,004 \text{ \AA}$; $c = 12,359 \pm 0,009 \text{ \AA}$, близкие к искусственному WS₂.

Тунгстенит встречен в окварцованном геденбергитовом скарне, образует неполные псевдоморфозы по шеелиту, покрывая тонкой пленкой его кристаллы и проникая внутрь шеелита. Лишь отдельные наиболее мелкие кристаллы шеелита бывают замещены тунгстенитом нацело. Он ассоциирует с шеелитом, кварцем, кальцитом, геденбергитом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, гранатом, актинолитом, сидеритом, биотитом, хлоритом и продуктами зоны гипергенеза (мельниковит, лимонит и нонтронит).

Тунгстенит образовался при воздействии на шеелит гидротермальных растворов, содержащих сероводород и окись углерода.

Патронит — VS₂

Патронит установлен В. Ф. Савельевым (1966) и Е. А. Коньковой в Кызылкумах в ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцах нижнего палеозоя. Из сопредельных районов отмечается И. Г. Ченцовым

(1959) в редкометалльно-ванадиевом рудопроявлении северо-восточной части предгорий Ферганской долины в мезо-кайнозойских карбонатных породах.

Кызылкумский патронит образует скрыто- и явнокристаллические разновидности. Цвет скрытокристаллического патронита бархатно-черный. Явнокристаллическая разновидность темно-серая, блеск металлический и металловидный. Представлен чешуеподобными выделениями и табличками размером в десятые доли миллиметра. Удельный вес менее 2,9. В отраженном свете серо-белый ($R_{\infty} 25-28$), анизотропный, двуотражение заметное.

Химические анализы углеродистых концентратов показали, что с увеличением количества серы увеличивается содержание V, Mo, Se и других элементов.

Патронит выделяется в виде корочек и пылевидной массы в углеродистом веществе; вместе они пропитывают сланцы и карбонатные породы, придавая им темную до черной окраску. Слагает округлые скопления (почки) по сланцеватости сланцев и редкие тонкие прожилки. Переотложенная разновидность патронита выделяется еще в сульфидных прожилках. В парагенетической ассоциации с патронитом встречаются пирит, пирротин, марказит, сфалерит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, углеродистое вещество и ванадиевые вторичные минералы.

В Северо-Восточной Фергане, по данным И. Г. Ченцова, патронит вместе с органическим веществом образует точечные и сгустковые выделения, равномерно рассеянные в рудовмещающей породе совместно с пиритом, марказитом, пирротинном и другими минералами.

СЛОЖНЫЕ СУЛЬФИДЫ

Штроейерит — $Ag_{1-x}CuS$

Штроейерит известен только в полиметаллическом месторождении Лашкерек в Кураминских горах, где установлен А. А. Филимоновой (1952) и подтвержден Р. Л. Дуни-Барковским (1960).

В полированных шлифах в отраженном свете минерал серовато-белый с нежно-сиреневым оттенком. Отражательная способность более низкая, чем у галенита, близкая к блеклой руде. Сильно анизотропен с цветным эффектом от коричнево-розового до сине-фиолетового. Благодаря различной ориентировке кристаллических индивидов отчетливо проявляется его внутренняя структура, напоминающая пальмовую ветвь.

Минерал образует мелкие выделения неправильной формы размером не более 0,1 мм.

Штрмейерит замещает борнит, галенит, блеклые руды и тесно ассоциирует с ковеллином, серебром и халькозином. Взаимоотношения его со вторичными сульфидами свидетельствуют о его гипергенном происхождении.

Кобальтин — CoAsS

В пределах Узбекистана отмечена единичная находка кобальтина в горах Чахылкалян, на Co—Ni рудопоявлении Ходжедык (Кучукова, 1966).

В более заметных количествах минерал известен в Кураминском хребте на территории ТаджССР (Вольфсон, 1936; Уклонский, 1940; Карпова, 1944; Винниченко, 1945; Голованов и др., 1965; Моисеева, 1969).

Минерал изучен слабо и только по данным микроскопических исследований. В полированных шлифах он розовато-желтый, с высокой отражательной способностью, двуотражение едва заметное, слабо анизотропен. Твердость высокая. Минерал дает положительную микрохимическую реакцию на Co и As.

В Кураминском хребте кобальтин приурочен к скарново-магнетитовым месторождениям Туранглы, Янгикан, Чокадамбулак. Он образует спорадическую редкую вкрапленность размером от сотых долей до 0,5 мм с прямоугольными и квадратными очертаниями, приуроченную к магнетиту, гранатовым и пироксеновым скарнам. Кобальтин тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом и висмутином в Чокадамбулаке. В свое время месторождение Туранглы разведывалось на кобальт, но его содержание оказалось ничтожным.

В горах Чахылкалян кобальтин в ассоциации с пентландитом образует единичные вкрапленники в гнездах пирротина и пирита в дайках микродиорита.

В поверхностных условиях за счет разрушения кобальтина образуется эритрин.

Герсдорфит — NiAsS

Герсдорфит относится к числу редких минералов. На территории Узбекистана известен в четырех пунктах: в Кураминском хребте: в Алмалыке (Бадалов, Прихидько, 1956; Бадалов, 1965), на Ni—Co—Ag месторождении Актепе (В. А. Стрельцов); в Центральных Кызылкумах: на никель-графитовом месторождении Тасказган (Кромская, 1970) и в районе гор. Бозтау (Маркона, Хорват, Зонов, 1970).

Герсдорфит выделяется в виде мелких кристаллов кубического и октаэдрического облика (0,0—1 мм) и зернистых агрегатов.

В полированных шлифах белый, на контакте со смальтин-хлоантитом кажется более серым со слегка розоватым оттенком. Отражательная способность, замеренная на ПОСС-1, при длине волны 589 мм по кремниевому эталону равна 49,5—46,5% (Тасказган). Минерал изотропный. Двуотражение отсутствует. Микротвердость 511—645 кг/мм², средняя — 580 кг/мм² (Тасказган).

Состав минерала определен спектральным анализом. В герсдорфите из Тасказгана и Актепе кроме ведущих элементов Ni, As в качестве примесей установлены Cu, Ag, Sb, Fe, Co, в актепинском еще Zn, Bi, Pb, в тасказганском Au.

Рентгенограммы герсдорфита из Тасказгана и Бозтау близки эталону. Ведущие линии 2,548; 2,78 (8); 2,514; 2,36 (8, 7); 1,720, 1,722 (10), 1,243; 1,247 (7,6); 1,160; 1,171 (6); 1,096; 1,099 (10,7); 1,005 (8,6).

Герсдорфит в Тасказгане встречается в графитизированном габбро на глубине более 200 м. Он образует каемки вокруг зерен никелина и пирротина шириной в десятые и сотые доли мм, вкрапленность размером 0,01—0,5 мм и прожилковидные выделения в ассоциации с пирротином и пентландитом в габбро.

В районе гор Бозтау герсдорфит присутствует в виде вкрапленности в серпентинизированных дайкообразных телах гипербазитов в ассоциации с миллеритом.

На Ni—Co—Ag месторождении Актепе герсдорфит образует корки на никелине и смальтине. Встречается в карбонатных жилах совместно с диарсенидами Ni, Co и Fe.

В Алмалыке герсдорфит дает мельчайшие включения в хлоантите, располагаясь по периферии его крупных скоплений.

Ульманит — NiSbS

Минерал установлен К. М. Кромской на графитово-никелевом месторождении Тасказган в качестве минералогической редкости при микроскопических исследованиях руд. В полированных шлифах белый, а по сравнению с герсдорфитом голубоватый, в иммерсии фиолетовый. Отражательная способность, замеренная на приборе ПОСС-1, для оранжевых лучей равна 39—43%. Спайность совершенная. Рельеф выше герсдорфита, но ниже никелина.

Спектральным анализом в минерале установлены следующие элементы: Sb, Ni > 3%; As, Fe ∞ 1%; Co — 0,5%; Cu — 0,1%; Bi — 0,004%.

Ульманит приурочен к графитизированному габбро. Он образует ксеноморфные выделения в зернах герсдорфита и каемки в ассоциации с герсдорфитом вокруг зерен никелина. Замещает брейтгауптит.

Гудмундит — FeSbS

Гудмундит известен на сурьмяно-свинцово-цинковом месторождении Пайбулак в Кураминском хребте. Этот редкий минерал выделяется в виде удлиненно-призматических кристаллов и сростков размером в десятые доли миллиметра. В поперечном сечении отдельные кристаллы дают разрезы в виде острого ромба. Характерно двойникование по (101).

В отраженном свете белый с заметным розовым оттенком. Отражательная способность по визуальной оценке составляет 60%. Двухотражение в воздухе заметное, в масле усиливается: изменение интенсивности окраски от белого с легким розоватым оттенком до розового. Анизотропия сильная с характерным цветным эффектом от темно-голубого до кирпично-красного, а при неполностью скрещенных николях — от голубого до желтого. По прочерчиванию твердый. Микротвердость 680 кг/мм².

Гудмундит связан с антимонит-бертьеритовой минерализацией, нажившейся на скарново-полиметаллическую. Минерал тесно ассоциирует с пиритом и замещается антимонитом.

Единичные находки гудмундита отмечаются на золоторудном месторождении Кокпатас в Центральных Кызылкумах.

Арсенопирит — FeAsS Данаит (Fe, Co)AsS

Арсенопирит — широко распространенный минерал в Узбекистане. Впервые он был отмечен И. В. Мушкетовым (1875) по р. Пскему в Чаткальском хребте. В Кураминском хребте установлен в 1927 г. К. Л. Пожарицким и Б. Н. Наследовым в Такели, открывшими это месторождение. Арсенопирит из Такели описан в разных работах, но главным образом со стороны его внешних свойств и микроскопических данных (Вольфсон; 1936; Королева, 1941); упоминается в работе «Минералы СССР» (Чупилин, 1940) и во многих минералогических учебниках (Уклонский, 1940, 1954; Бетехтин, 1953; Минералы, т. 1, 1960). Фактические данные по этому минералу приводятся М. И. Моисеевой (1969). Скопления арсенопирита обнаружены в Мышикколе (Малахов, 1959), Чокадамбулаке (Багрова, 1966; Есимов, 1968, 1969; Голованов, Мансуров, 1965); в качестве редкого минерала он отмечается на многих рудных объектах (Наследов, Либман, 1933; Дюгаев, 1935; Королев, 1928; Бадалов, 1965; Королева и др., 1969; Глинский, 1967; Маркова 1969; Сазонов, 1962 и др.).

В Чаткальском хребте крупное арсенопиритовое месторождение было открыто И. М. Евфименко в 1931 г. Как характерную минерало-

гическую особенность данного региона следует отметить широкое распространение арсенопирита в различных рудных месторождениях (Ук-лонский, 1940; Сахарова, Щербаков, 1935; Ажгирей, 1936; Дунин-Барковская, 1962; Назирова, 1969, 1970; Максудов, 1969 и др.).

В Западном Узбекистане арсенопирит — характерный парагенный золоту минерал (Хамрабаев, 1958). Он встречается во всех золотоносных жилах и в месторождениях скарново-рудных формаций (Соседко, 1938; Мясников, 1951; Мацокина, 1954; Чеботарева, 1966; Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969; Нестерова, Чеботарев, 1969; Кромская, 1970; Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971 и др.).

Арсенопирит образует массивные мелкозернистые агрегаты и кристаллы обычно призматического и таблитчатого габитуса с ромбическим сечением. В Лянгаре кристаллы конвертообразной формы. Характерна вертикальная штриховка на гранях призмы. Кристаллы часто имеют концентрически зональное строение и образуют прорастания в виде двойников, пятерников и полисинтетических двойников.

Размеры кристаллов небольшие: в Такели 0,01—2,0 мм, Кочбулаке 0,01—0,2 мм, Табшаре 0,3 мм, Каракие до 1 мм, Мышикколе до 2—3 мм, в Мурунтау 5—10 мм, в Устарасае до 1—1,5 см.

В Кокпатасе удлиненно-призматические формы кристаллов арсенопирита по мере удаления от питающей трещины сменялись изометрическими. При этом увеличивались их размеры и уменьшалось общее число. Удлиненно-призматические кристаллы часто дают звездчатые сростки, а короткопризматические — простые двойники.

В Такели встречены три габитусные формы кристаллов арсенопирита: 1) в массивных рудах кристаллы призматического габитуса, представленные комбинациями ромбических призм и пинакоида. Среди них довольно часты крестообразные и полисинтетические двойники; 2) в кальцитовых жилах, секущих массивные и вкрапленные руды, — кристаллы короткостолбчатого габитуса; 3) в хлоритизированных породах Западной Каптарханы — кристаллы таблитчатого габитуса в виде сплюснутых ромбических призм (рис. 39).

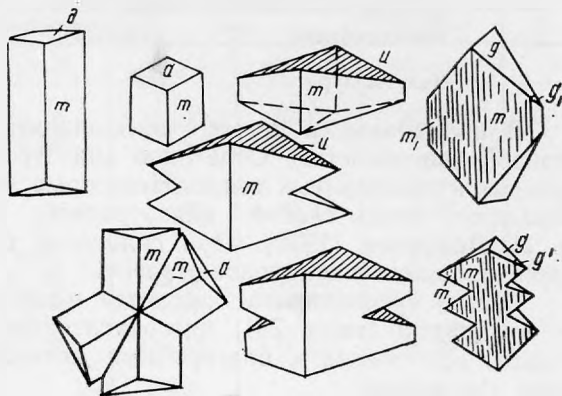


Рис. 39. Формы кристаллов арсенопирита из Такели.

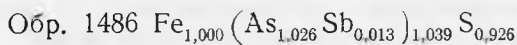
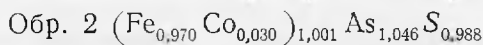
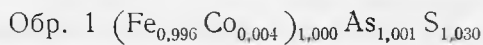
Цвет оловянно-белый, блеск металлический, черта серовато-черная. Излом неровный, хрупок. При ударе молотком издает характерный чесночный запах. Удельный вес 6,22 (Лянгар); данаита из Лянгара — 5,686. Микротвердость арсенопирита колеблется в очень широких пределах и зависит от направления в кристаллах.

| <i>Месторождение</i> | <i>Микротвердость, кг/мм²</i> | <i>Автор</i> |
|----------------------|--|--------------------------|
| Тасказган | 897—1069, стр. 962 | Кромская, 1971 |
| Такели | 717—929 | Монсева, 1969 |
| Курусай | 930 | Сазонов, 1962 |
| Чокадамбулак | 814—897 | Голованов и др., 1965 |
| Канимансур | 920 | Багрова, 1966 |

В полированных шлифах арсенопирит белый с высокой отражательной способностью. Отчетливо анизотропен с цветным эффектом в розовых и зеленоватых тонах. Некоторые зерна арсенопирита в Такели обладают очень слабой анизотропией, что в свое время отмечал Ф. И. Вольфсон (1936). При сплошном травлении выявляются спайность, двойники и зональное строение.

Состав арсенопирита определен несколькими полными химическими анализами (табл. 26), многочисленными частными определениями редких, рассеянных и благородных металлов (табл. 27) и спектральными анализами.

Анализы были пересчитаны на формулы, получившими следующий вид:



Одной из особенностей химического состава арсенопирита является различное отношение в нем S к As. Л. Кларк (1966) для искусственных кристаллов арсенопирита построил диаграмму зависимости состава арсенопирита от температуры образования. Арсенопирит, обогащенный мышьяком, образуется при более высокой температуре, а обогащенный серой — при более низкой. М. С. Сахарова, Н. Н. Кривицкая (1969) подтвердили эту закономерность на природных образцах арсенопирита из Дарасунского золоторудного месторождения Восточного Забайкалья.

Арсенопирит из такелийских гидротермальных жил имеет в своем составе избыток серы ($S:As=1,010$), а из скарновых — испытывает ее недостаток ($S:As=0,906—0,973$), что свидетельствует о более высокой температуре кристаллизации второго (около 600°) по сравнению с первым (около 350°). Следует отметить также наличие в арсенопирите

Т а б л и ц а 26

Химический состав арсенопирита и данайта, вес. %

| Компонент | Кураминский хр. | | Зирабулакские горы | | Нуратинские горы | |
|------------------|------------------------|--------------|---------------------------------|-----------|-------------------------------|--------|
| | Зап. Гайнаккан | Чокадамбулак | Тым | | Сарымат | Лянгар |
| | обр. 1 | обр. 2 | обр. 1459 | обр. 1486 | обр. 314 | б/н |
| Fe | 32,45 | 28,70 | 34,32 | 33,69 | 35,10 | 28,73 |
| Co | 0,14 | 0,86 | — | — | — | 5,60 |
| Ni | — | — | — | — | — | 0,07 |
| Cu | — | — | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,79 |
| Zn | — | — | 0,80 | 0,95 | 0,00 | — |
| Pb | 0,65 | — | — | — | — | — |
| Mn | 0,01 | 0,01 | — | — | — | — |
| As | 44,45 | 41,40 | 45,88 | 46,40 | 45,30 | 42,80 |
| Sb | 0,04 | 0,00 | 0,24 | 0,16 | 0,40 | — |
| Bi | — | 5,90 | — | — | — | 1,26 |
| S | 19,35 | 18,05 | 18,59 | 18,54 | 18,98 | 18,32 |
| Нераств. остаток | 2,20 | — | 5,01 | — | — | 1,15 |
| Сумма | 99,29 | 99,89 | 98,83 | 99,74 | 99,78 | 98,72 |
| S/As | 1,011 | 0,945 | 0,919 | 0,973 | 0,906 | — |
| Лаборатория | Средазцветмет-разведка | | ИГиГ АН УзССР | | ЛГУ | |
| Аналитик | Т. Т. Мухова | | И. И. Лихойдова Е. Ф. Касьянова | | — | |
| Автор | Моисеева, 1969 | | Голованов, Мансуров, 1965 | | Римская-Корсакова и др., 1956 | |

Примечание. Пересчет химических анализов по формулам выполнен после вычитания PbS , Bi_2S_3 , ZnS и нерастворимого остатка.

разнообразных примесей, из которых наибольший интерес представляют Co, Bi, Sb, Sn, Au, Ag.

Высокое содержание кобальта установлено О. М. Римской-Корсаковой в некоторых арсенопиритах со скарново-шеелитового месторождения Лянгар (5,60% Co), позволившее отнести минерал к данайту. В арсенопиритах остальных месторождений содержание кобальта составляет десятые и сотые доли процента. Высокое содержание никеля отмечается лишь в минерале из никель-графитового месторождения

Содержание редких, рассеянных и благородных элементов в арсенипиритах Узбекистана

| Месторождение | Рудная формация | g/t | | Вес. % | | | | Автор |
|---------------------------------------|--|-------------|-------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---|
| | | Au | Ag | Co | Ni | Sb | Bi | |
| Кураминские горы | | | | | | | | |
| Гайнаккан (Такели) | Мусковит-кальцит-кварц-арсенипиритовая с полиметаллами | 0,20 (9) | 357 (9) | 0,06 (4) | — | 0,09 (6) | — | Монсеева, 1969 |
| Западная Кап- тархана Сассыксай | То же | 7 (2) | 31 (2) | 0,313 (2) | — | 0,095 (2) | — | |
| | | 2 (1) | 354 (1) | 0,025 (1) | — | 0,08 (1) | — | |
| Чокадамбулак (Зап.) | Скарново-магнетитовая с висмутом | 96 (4) | 20 (4) | 0,375 (5) | 0,0987 (3) | 0,053 (4) | 0,465 (6) | Есимов, 1968; Голованов и др., 1965 |
| Чокадамбулак (Центр.) | То же | 6 (3) | 155 (3) | 0,08 (2) | 0,009 (2) | — | 0,286 (3) | Турлычкин, 1970 Глинский, 1970 |
| Канджол Каракия | Карбонат-галенит-серебряная | 27 (1) | 235 (1) | — | — | — | — | |
| Чаткальские горы | | | | | | | | |
| Джурджурек | Скарново-арсенипирит-халькопирит-сфалеритовая | — | — | 0,0372 (4) | — | 0,0185 (4) | 0,075 (2) | Душин-Барковская, 1969; Каххаров, 1966; Воронич, Горьковой и др., 1970 |
| Чепташ | Скарново-молибденит-арсенипиритовая | 17,0(6) | 15,0 (6) | — | — | 0,03 (4) | 0,040 (4) | Назирова, 1969, 1970 |
| Бричмулла | Кварц-висмутин-арсенипиритовая | 1,8 (3) | 33 (4) | — | — | 0,13 (2) | 0,14 (1) | Ажгирей, 1936; Назирова, 1970 |
| Устарасай | Кварц-шеелит-висмутиновая | 5,0 (6) | 20 (6) | 0,044 (2) | — | — | 0,200 (11) | Душин-Барковская, 1969; Назирова, 1970; Попова, Минцер, 1964; |
| Чавата | Кварц-молибденит-шеелитовая | 12(2) | 207 (2) | — | — | 0,05 (1) | 0,01 (1) | Максудов, 1969; Назирова, 1969 |

| | | | | | | | | |
|-----------------|--|---------|----------|---|---|-----------|-----------|------------------------|
| Чавата-Дайковая | Кальцит-галенит-сфалеритовая | 0,5 (1) | 78 (1) | — | — | 4,75 (1) | 0,01 (1) | Назирова, 1969, 1970 |
| Нижнекокшуйское | Кварц-арсенопиритовая | 1,4 (1) | 120 (1) | — | — | — | 0,18 (1) | Дунин-Барковская, 1969 |
| Килинчакское | Кварц-арсенопирит-галенит-сфалеритовая | 13 (3) | 245 (3) | — | — | — | — | Максудов, 1969 |
| Кульма | Кварц-висмутин-арсенопиритовая | 0,5 (4) | 17,5 (4) | — | — | 0,078 (6) | 0,075 (6) | Назирова, 1969, 1970 |

Западный Узбекистан

| | | | | | | | | |
|-------------|--------------------------------------|-----------|-----------|----------|----------|----------|-----------|---|
| Тасказган | Никель-графитовая магматогенная | — | — | 0,00(1) | 1,17 (1) | — | — | Кромская, 1970 |
| Лянгар | Скарново-кварц-молибденит-шеелитовая | 61 (3) | 114 (3) | 0,12 (1) | — | — | 0,007 (1) | Хамрабаев, 1958; Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971 |
| То же | То же | — | — | 5,60 | 0,07 | — | 1,26 | Римская-Корсакова и др., 1956 |
| Ингичке | Скарново-шеелитовая | 0,06 (4) | 298 (1) | — | — | — | — | Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971; Лиценмайер, 1957 |
| Тым | То же | — | — | — | — | 0,24 (1) | — | Мацокина, 1953 |
| То же | Кварц-арсенопиритовая | 16,0 (1) | 160 (1) | — | — | 0,16 (1) | — | Хамрабаев, 1958 |
| Мурунтау | Кварц-арсенопирит-золоторудная | 45,7 (43) | 26,8 (12) | — | — | — | — | Нестерова, Чеботарев, 1969 |
| | | 69,8 (7) | 45,7 (7) | — | — | — | — | |
| Кокшатау | Кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная | 125 (11) | 27,1 (11) | — | — | — | — | Маркова, Клемперт, Гаврилов, 1969 |
| Каракутан | То же | 36 (2) | 82 (2) | — | — | — | — | Чеботарева, 1969 |
| Чармитан | То же | 100 (1) | 98 (1) | 0,03 (1) | — | — | — | Хамрабаев, 1968 |
| Алтынказган | Кварц-вольфрам-золотая | 204 (1) | 372 (1) | — | — | — | — | Лиценмайер, 1959 |
| Тахтакарача | Кварц-арсенопиритовая | 0,0 (1) | 180 (1) | — | — | — | — | Хамрабаев, 1958 |

Тасказган (1,71% Ni) (Кромская, 1971), тогда как в арсенопиритах остальных месторождений количество Ni равно тысячным и реже сотым долям процента (табл. 26, 27).

Висмут представляет обычную небольшую примесь. Содержание его возрастает при наличии собственно висмутовой минерализации, и тогда высокие содержания связаны с вростками собственно висмутовых минералов (Чокадамбулак, Лянгар и др.). Аналогично ведет себя и сурьма. Олово (0,00п%) присутствует в минерале только в том случае, если месторождение несет оловянную минерализацию.

Среди других особенностей химического состава арсенопирита следует отметить его золотоносность, что впервые для месторождений Западного Узбекистана подметил И. Х. Хамрабаев (1958). Золото в арсенопирите присутствует в виде микроскопических и субмикроскопических частиц (Кокпатас), вероятно, в виде твердого раствора. Арсенопириты — прекрасные осадители золота и обычно на всех золоторудных месторождениях они золотоносны. На месторождении Кокпатас (Центральные Кызылкумы) не менее 50% золота связано с арсенопиритом, а какая доля золота связана с арсенопиритом в остальных месторождениях, не выяснено.

Арсенопириты всех регионов Узбекистана золотоносны, но в разной степени. Наиболее высокая концентрация золота в данном минерале приурочена к месторождениям Западного Узбекистана (в среднем 60 г/т; Au:Ag=1:1), наиболее низкая — в Чаткальском хребте (в среднем Au=8,0 г/т, Au:Ag=1:8), в Кураме среднее содержание Au=22,3 г/т, Au:Ag=1:10. Единичные пробы показывают повышенное содержание селена в арсенопиритах Каракутана — 435 (2) г/т (Чеботарева, 1969), Лянгара — 76 (2) г/т (Кучукова, Исмаилов и др., 1971), и в углеродистых микрокварцитах Ауминзатау — 610 г/т (Савельев, 1970); теллура — в арсенопирите Каракутана — 325 (2) г/т, Устарасая — 100 (8) г/т (Дунин-Барковская, 1969; Назарова, 1970; Попова, Минцер, 1964), Лянгара — 150 (2) г/т при низких содержаниях в остальных — 3—6 г/т, таллия — в арсенопирите Лянгара — 17,3 (3) г/т. В арсенопирите Устарасая установлена примесь элементов платиноидного ряда: Pt — 0,3 г/т, Pd — 0,3—0,15 г/т, Rh — 0,3 г/т и Au — 0,9 г/т (Дунин-Барковская, 1969).

В пределах Узбекистана имеются крупные собственно арсенопиритовые месторождения в Бричмуллинском рудном поле (Бричмулла, Устарасай, Кульма, Нижнекоксурское). В них арсенопирит слагает крупные метасоматические пластообразные залежи, гнезда и столбы, в которых он ассоциирует с пиритом, висмутином, блеклой рудой, золотом, кварцем, анкеритом, тремолитом.

В Кураминском хребте основная масса минерала сконцентрирована на собственно арсенопиритовом месторождении Такели. Здесь ми-

нерал приурочен к трещинным жилам в гранодиоритах, песчаниках и конгломератах (Гайнаккан, Каптархана), трубчатым жилам в известняках (Старый Сассыксай), в которых слагает массивные и вкрапленные руды (1 генерация) в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом, а из нерудных — с мусковитом, кальцитом, ортоклазом, кварцем. Арсенопирит второй генерации образует гнезда и вкрапленность в кварц-кальцитовых жилах, секущих массивные и вкрапленные арсенопиритовые руды в ассоциации с клейофаном, галенитом и тетраэдритом.

В Чокадамбулаке арсенопирит слагает небольшие линзы, гнезда и вкрапленность в скарнах и магнетите. Он корродирует магнетит и выполняет межзерновые пространства в пирите. Висмутовые минералы и золото образуют включения в арсенопирите. Сам он замещается халькопиритом и галенитом.

В ничтожном количестве арсенопирит встречается почти во всех месторождениях района самого разнообразного генетического типа. Выделяется в виде редких вкрапленников и небольших гнезд. Обычно он относится к числу наиболее ранних сульфидов и в различной степени корродируется пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. В золоторудных месторождениях (Чадак, Кочбулак) арсенопирит часто образует тончайшие вроски в кристаллах пирита.

В Западном Узбекистане арсенопирит слагает небольшие гнезда, просечки и вкрапленность в скарново-рудных месторождениях (Лянгар, Ингичке, Тым, Чаштеле и др.), постоянно сопровождает золотую минерализацию в кварц-арсенопирит-золоторудных и кварц-пирит-арсенопирит-золоторудных телах (Мурунтау, Каракутан, Чармитан, Высоковольное и многие другие) и зонах (Кокпатас).

Встречается часто, но в малых количествах в никель-графитовом магматогенном месторождении Тасказган, в котором, по данным К. М. Кромской, образует неравномерную ксеноморфную вкрапленность размером от сотых долей миллиметра до 1,5 см. Многочисленные трещинки катаклаза в арсенопирите выполнены графитом и пирротинном.

В поверхностных условиях арсенопирит неустойчив и в различной степени замещается скородитом. Особенно интенсивно процесс скородитизации арсенопирита отмечается в Бричмулле.

Арсенопирит обладает характерными типоморфными особенностями в рудных месторождениях разного состава, что при его широком распространении приобретает важное значение при поисках. Особенности состава арсенопиритов отражают состав руд, а именно: их золотоносность, висмутоносность, никеленосность, кобальтоносность и оловоносность, что также имеет важное значение в поисковом отношении.

Прустит — Ag_3AsS_3

Прустит известен в рудах полиметаллических, мышьяковых и Ni—Co—Ag месторождений Кураминского хребта, где отмечался многими исследователями (Дюгаев, 1935; Радугина, Разина, 1935; Вольфсон, 1935; Арапов, 1936; Шадлун, 1940; Королева, 1941; Моисеева, 1969; Сахар, 1965; Сквалецкая, 1961).

Прустит образует мелкозернистые агрегаты, единичные зерна и редкие искаженные короткопризматические кристаллики размером 2—3 мм (Актепе). Цвет его ярко-красный, черта кирпично-красная, блеск алмазный, хрупкий. Микротвердость 86 кг/мм² (Такели) и 141 кг/мм² (Актепе).

В полированных шлифах прустит серовато-белый с синеватым оттенком. Отражательная способность $R=23\%$ (Такели). Двухотражение отчетливое, значительно усиливающееся в иммерсии от голубовато-серого до более темного синевато-серого. Сильно анизотропен. Внутренние рефлексы красновато-оранжевого цвета, по которым прустит отличается от пираргирита, имеющего вишнево-красные рефлексы.

Прустит установлен во многих месторождениях, но микроскопически наблюдался только в Актепе и Такели. В Актепе прустит образует совместно с пираргиритом тонкие просечки, мелкие скопления, корочки и налеты по трещинам в карбонатных жилах в тесной ассоциации с диарсенидами Fe, Ni, Co. Он выделился до леллингита, колломорфные каемки которого оторачивают скопления прустита. Размеры выделений прустита достигают 2—3 мм.

В Такели, Чукурджилге, Кансае прустит тесно ассоциирует с галенитом, в котором он выделяется или по границам зерен в виде шестоватых индивидов с ромбическими сечениями размером 0,01—0,05 мм, или образует тончайшие включения внутри зерен галенита. Иногда по краям замещает зерна сфалерита и арсениопирита (1—1,5 мм).

Прустит — гидротермальный минерал; преимущественно распространен в месторождениях с богатой мышьяковой минерализацией, например, в Актепе в ассоциации с диарсенидами Ni, Co, Fe и в Такели в арсениопиритово-полиметаллических рудах. В подчиненном количестве встречается в Pb—Zn—Ag месторождениях (Восточный Карамазар).

Пираргирит — Ag_3SbS_3

Пираргирит отмечали многие исследователи в рудах полиметаллических месторождений Кураминского хребта (Радугина, Разина, 1935; Подвигин, 1937; Шадлун, 1940; Королева, 1940; Сквалецкая, 1961; Кудрявцев, Мирходжаев, 1967; Дуброва, Титов, 1965; Лурье, 1969). Дополнительные диагностические сведения по этому минералу имеются в ра-

ботах М. И. Моисеевой и Д. А. Сахор по Актепинскому Ni—Co—Ag месторождению и по данным В. М. Турлычкина по Pb—Zn—Ag месторождению Канджол.

Пираргирит распространен более широко по сравнению с пруститом, но встречается в ограниченных количествах. Сравнительно широко минерал распространен в рудах Канджола и Актепе.

Пираргирит выделяется в виде единичных зерен, зернистых агрегатов, кристаллов, налетов и пленок. В Канджоле кристаллики призматической формы с штриховкой на гранях, часто sdвойникованы, размером 1—1,3×0,3 мм.

Цвет черный с фиолетовым оттенком, в тонких сколах просвечивает вишнево-красным, блеск алмазный, хрупок, излом раковистый. Черта пурпурно-красная. Микротвердость 100—143 кг/мм², а средняя 117 кг/мм² (Актепе).

В отраженном свете белый с синевато-серым оттенком. Отражательная способность ниже галенитовой, но выше, чем у блеклой руды. Двупреломление в воздухе отчетливое. Сильно анизотропен. Иногда наблюдаются пластинчатые двойники (Канджол). Характерны сильные внутренние рефлексy карминово-красного цвета с фиолетовым оттенком.

Химический анализ пираргирита из Канджола выполнен в лаборатории МГУ. По соотношению основных компонентов результаты анализа близки к теоретическому составу, но с несколько повышенным содержанием сурьмы. Небольшое количество меди замещает серебро, а мышьяк сурьму. Приводим химический состав пираргирита из Канджола (вес. %), по данным В. М. Турлычкина:

| Компонент | Обр. 2 |
|-----------|--------|
| Ag | 54,60 |
| Cu | 0,30 |
| Sb | 30,74 |
| As | 0,65 |
| S | 17,36 |
| Сумма | 100,65 |

Пробирным анализом установлена примесь в минерале золота (7,5—30 г/т). Спектральным анализом выявлена примесь Pb, Zn, Fe, Sn (Канджол) и Cu, As, Mn, Fe, Ni (Актепе).

Рентгенограмма пираргирита из Канджола, по данным В. М. Турлычкина, хорошо сходится с эталоном. Главные линии: 2,74 (10); 2,54 (8); 2,11 (5); 1,849 (7); 1,674 (6).

Пираргирит в небольших количествах встречается в гидротермальных свинцово-цинково-серебряных месторождениях (Замбарак, Тарыэкан, Чукурджилга, Такели, Кансай, Гудас). Он образует в галените

мельчайшие вроски размером 0,005—0,01 и до 1 мм каплевидной и призматической формы. В Замбараке иногда отмечались графические сростания пираргирита с галенитом. В Канджоле пираргирит кроме выделений в галените слагает прожилки, секущие халькопирит, пирит и арсенипирит. Ассоциирует он с аргентитом, полибазитом и самородным серебром. В Актепе пираргирит образует каемки вокруг зерен леллингита и серебра. Пираргирит в полиметаллических месторождениях относится к числу поздних выделений, а в Ni—Co—Ag он более ранний по сравнению с диарсенидами Ni, Co и Fe.

Блеклые руды

Смешанная блеклая руда — $A_{12}X_4S_{13}$,
 где A — Cu, Ag, Zn, Hg; X — As, Sb, Bi
 Фрейбергит
 Зандбергит
 Тетраэдрит
 Теннантит

Сведения о наличии блеклых руд в месторождениях Узбекистана имеются во многих работах с 30-х годов.

В медных, золоторудных и свинцово-цинковых месторождениях Узбекистана блеклые руды относятся к часто встречающимся минералам, крупные выделения — до 20 см в поперечнике — известны в золото-медно-колчеданных телах Кургашинокана, в серебро-свинцово-цинковом месторождении Лашкерек, в арсенипиритовом Гайнаккан и золотом Кочбулак.

Блеклая руда встречается в сплошных плотных, иногда мелкозернистых массах и в виде тетраэдрических кристаллов размером до 2—3 мм (Кургашинокан, Лашкерек, Кочбулак) стально-серого цвета с отчетливым металлическим блеском на свежей поверхности, которая быстро тускнеет. Излом неровный, минерал хрупкий и дает пылеватую черту. Удельный вес 4,4—4,6 (Лашкерек), 4,57—4,68 (Кургашинокан), 4,9 (Кансай). Значения микротвердости приведены ниже (кг/мм²).

| Месторождение | Минимальная | Максимальная | Средняя | Автор |
|--------------------------------|-------------|--------------|---------|------------------------|
| Такели (6) | 282 | 350 | 321 | Моисеева, 1969 |
| Лашкерек (36) | — | — | 386 | Дунин-Барковская, 1959 |
| Наугарзан (—) | 257 | 278 | — | Моисеева, 1969 |
| Кургашинокан (тетраэдрит) (20) | 307 | 353,8 | 325,6 | Голованов, 1970 |
| Кургашинокан (теннантит) (4) | 362 | 412 | 382 | Розенблит, 1970 |

Примечание. В скобках — число замеров.

Справочные данные (Юшко и др., 1969) показывают, что твердость блеклой руды увеличивается от тетраэдрита (231—311) к теннантиту (354—402). В шлифах минерал светло-серый с зеленоватым или коричневатым оттенком, изотропен, наблюдаются внутренние рефлексы в красноватых тонах, заметные в иммерсии.

Блеклые руды — пример одного из сложных и непостоянных по химическому составу минералов из класса сульфосолей.

Химические анализы пересчитаны на формулы (табл. 28) из расчета на 13 атомов серы. При пересчете состав каждой пробы был приведен к 100%. Содержащийся в пробах свинец пересчитан на галенит и не учитывается (Сахарова, 1966); возможно присутствие его в виде бурнонита. Заметим, что железо частично могло находиться в виде механической примеси пирита и халькопирита. Кроме перечисленных в таблице элементов, спектральным анализом устанавливаются примеси Hg, Zn, Sn, Mo, Co, Ni в тысячных, редко в сотых долях процента.

Результаты химических анализов подтверждают сложность состава блеклых руд. Они относятся к смешанной цинковистой мышьяково-сурьмяной блеклой руде типа зандбергита (анализы 1—5), цинковистому тетраэдриту (6, 11, 14) с содержанием Zn от 6 до 17,5%, тетраэдриту с более низкими содержаниями Zn (7, 9, 10, 12, 13) от 0,5 до 5% и почти чистому тетраэдриту (8, 15). Номера блеклых руд (Сахарова, 1966) колеблются от 35 до 100. Содержание Zn в лашкерекских блеклых рудах 14,5—18,5% является аномально высоким по сравнению с другими районами мира.

Типоморфные элементы-примеси в блеклых рудах — Ag (от наиболее часто встречающихся десятых долей процента до 22,6% в кулюкском фрейбергите, по Ю. С. Глинскому, 1970), Au (от 6 до 300—500 г/т в золоторудных месторождениях Актурпак, Кочбулак и др.), Te (от 20—50 г/т до 1,58% в Кочбулаке), Bi (от 0,004 до 1%), Se (13—350 г/т), Cd (от тысячных долей до 0,5%), In (от 10 до 600 г/т), Hg (до 0,1%).

Серебро находится в изоморфной к одновалентной меди форме и в виде гессита, самородного серебра, кюстелита, электрума, пираргирита и других минералов; золото в форме самородного элемента и теллуридов (петцит, калаверит—креннерит); теллур — в виде уже упомянутых теллуридов и совместно с висмутом в жезенте.

Блеклая руда представляет собой минерал-концентратор Ag, Au, Te, Zn, Hg в рудах серебро-полиметаллических, золото-серебряных и золото-медных средне- и низкотемпературных месторождений, являясь для них характерным типоморфным минералом.

Рентгенограммы кургашиканских блеклых руд хорошо сходятся с рентгенограммой смешанной блеклой руды из Дарасуна.

Химический состав

| Компонент | Кургашинокан | | Лашкерек | Кургашинокан | | Лашкерек | Кочбулак |
|--------------------------------------|-------------------------------|---------|------------------------|-----------------|------------|-------------------------|---------------|
| | 1(5506) | 2(5509) | 3(20) | 4(x) | 5(3051-Кю) | 6(220) | 7(хх) |
| Cu | 34,95 | 34,82 | 32,00 | 36,12 | 33,60 | 34,00 | 38,10 |
| Ag | 0,3362 | 0,2961 | 0,144 | 0,21 | 0,3525 | 0,6720 | 2,048 |
| Au | 0,0006 | 0,0013 | — | 0,0010 | 0,009 | — | 0,0064 |
| Zn | 5,48 | 6,11 | 18,50 | 6,53 | 6,00 | 17,50 | 3,82 |
| Cd | 0,07 | 0,09 | — | — | — | — | 0,12 |
| Pb | 1,67 | 0,33 | — | — | 0,94 | — | 0,52 |
| Fe | 2,47 | 2,20 | 1,96 | 3,46 | 3,78 | 1,36 | 3,38 |
| As | 14,62 | 14,35 | 9,72 | 7,03 | 6,02 | 4,70 | 4,00 |
| Sb | 13,08 | 14,36 | 10,00 | 18,48 | 19,10 | 16,25 | 21,74 |
| Bi | 0,26 | 0,30 | — | — | 0,05 | — | 0,60 |
| S | 27,68 | 27,63 | 27,97 | 27,58 | 28,75 | 27,51 | 24,35 |
| Se | 0,0016 | 0,0013 | — | — | — | — | 0,0315 |
| Te | 0,18 | 0,10 | — | — | — | — | 1,88 |
| Нераствор. остаток | — | — | — | — | 1,79 | — | 1,58 |
| Сумма | 100,79 | 100,59 | 100,29 | 99,42 | 100,28 | 100,99 | 102,16 |
| Автор | Голованов | | Дунин-Барковский, 1959 | Бадалов, 1965 | Голованов | Дунин-Барковский, 1959 | Маркова, 1969 |
| Лаборатория | ИГиГ АН УзССР | | | | | | САИГИМС |
| Аналитик | А. Н. Хан, К. М. Убайдуллаева | | | В. В. Прасолова | | Количество ионов в пере | |
| Cu ⁺² | 8,97 | 8,86 | — | — | 10,00 | — | 8,47 |
| Cu ⁺¹ | — | — | — | — | 0,20 | — | — |
| Ag | 0,05 | 0,05 | 11,07 | 11,01 | 0,38 | 12,78 | 0,03 |
| Zn | 1,34 | 1,48 | — | — | 0,99 | — | 10,94 |
| Cd | — | — | — | — | 0,17 | — | 1,51 |
| Fe | 0,71 | 0,62 | — | — | 1,04 | — | 0,93 |
| As | 3,16 | 3,08 | — | — | 0,92 | — | 1,41 |
| Sb | 1,73 | 1,73 | 4,90 | 4,83 | 3,04 | 3,99 | 2,29 |
| Bi | 0,01 | 0,02 | — | — | 0,03 | — | 3,70 |
| Fe | 0,01 | 0,02 | — | — | 0,23 | — | — |
| Тетраэди- товая мо- лекула (%) | 35 | 50 | — | — | 77 | — | 61 |

блеклой руды, вес. %

| Вост. Карам- зар | Кочбулак | Лашкерек | | Гайнаккан | Бургунда | Чаштеле |
|-------------------------------------|------------------|----------------------------------|---------|--|-------------------------------|--|
| | | 11(171) | 12(193) | | | |
| 9(ххх) | 10(хххх) | | | 13(3292) | 14(ххххх) | 15(хххххх) |
| 32,09 | 38,48 | 34,00 | 44,00 | 36,24 | 35,36 | 33,33 |
| 2,70 | 0,46 | 0,121 | 3,58 | 2,84 | 0,2764 | — |
| — | 0,0088 | — | — | — | 0,0148 | — |
| 5,22 | 3,97 | 14,50 | 0,54 | 3,39 | 6,18 | — |
| 0,17 | 0,48 | — | — | 0,11 | — | — |
| 3,43 | 0,15 | — | — | — | 0,31 | — |
| 3,60 | 4,46 | 1,40 | 1,54 | 2,82 | 1,85 | 6,07 |
| 3,00 | 1,84 | 1,50 | 1,40 | 1,35 | 0,70 | 0,00 |
| 17,93 | 22,16 | 22,09 | 28,44 | 27,45 | 22,16 | 35,35 |
| 1,00 | 0,06 | — | — | — | 0,80 | — |
| 23,00 | 25,52 | 26,17 | 22,75 | 25,31 | 23,86 | 25,33 |
| 0,0032 | 0,0350 | — | — | — | 0,0170 | — |
| 0,0020 | 0,1200 | — | — | — | 1,25 | — |
| — | 1,06 | — | — | — | 2,58 | — |
| 97,96 | 98,52 | 99,72 | 102,25 | 99,57 | 95,05 | 100,08 |
| Кудрявцев, Мирходжа- ев, 1967 | Маркова, 1959 | Дунин-Барков- кий, 1953 | | Моисеева, 1969 | Королева, Маркова, 1966 | Воронич, 1953 |
| | САИГИМС | ИГиГ АН УзССР В. В. Прасолова | | Средазцвет- метразведка Л. Л. Гал- кина | САИГИМС | ИГиГ АН УзССР П. Л. При- хидько |
| счете на 13 атомов серы | | | | | | |
| 8,82 | 9,95 | 8,27 | | 9,39 | 10,00 | |
| — | — | — | | — | — | |
| 0,40 11,54 | 0,06 12,37 | 0,01 12,20 | | 0,39 11,16 | 0,03 11,23 | |
| 1,28 | 0,99 | 3,54 | | 0,35 | 0,65 | |
| 0,02 | 0,06 | — | | 0,01 | — | |
| 1,02 | 1,31 | 0,38 | | 0,82 | 0,57 | |
| 0,64 | 0,40 | 0,32 | | 0,28 | 0,15 | |
| 2,61 3,31 | 2,92 3,38 | 2,87 3,19 | | 3,67 3,95 | 3,37 3,57 | |
| 0,06 | — | — | | — | 0,05 | |
| — | — | — | | — | 0,15 | |
| 78 | 88 | 90 | | 92 | 95 | |

В подчиненном количестве блеклые руды различного состава встречаются во многих рудных месторождениях цветных и редких металлов. Повышенные концентрации минерала типичны для серебро-свинцово-цинковых, серебро-золоторудных, золото-полисульфидных, жильно-метасоматических золото-медноколчеданных и иногда для жильных свинцово-медно-висмутовых месторождений. В Чаткало-Кураминском регионе, в Лашкереке, блеклая руда по распространенности занимает третье место среди других сульфидов и представляет собой тетраэдрит и смешанную блеклую руду типа зандбергита с повышенным содержанием цинка. Минерал образует вкрапленники размером от 1—8 мм до 3—6 см и тонкие вроски в сульфидах (чаще всего в галените). Форма зерен изометричная, овальная и червеобразная. Наблюдаются графические структуры срастания с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и борнитом. Взаимоотношения блеклой руды с другими сульфидами свидетельствуют о ее относительно позднем образовании. Она замещает пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и борнит, иногда отлагается до галенита и борнита. В блеклой руде имеются вроски серебра, золота, теллуридов (Дунин-Барковский, 1959).

В мышьяковых месторождениях (Гайнаккан и Каптархана) блеклая руда представлена серебросодержащим тетраэдритом (2,50—3,19% Ag), образующим крупные выделения (1,5—2—4 см), находящиеся в тесной ассоциации с галенитом, клейофаном, кальцитом и кварцем, которыми сложены жилки толщиной от 1—2 мм до 2—30 см, секущие арсенопиритовые рудные тела. Тетраэдрит замещает все рудные минералы, в том числе арсенопирит, и образует тонкие включения в галените овальной формы размером 0,001—0,2 мм, располагающиеся по границам его зерен (Моисеева, 1969).

В золоторудных месторождениях Кочбулак и Бургунда блеклая руда (цинковистый тетраэдрит) обычно цементирует раздробленные зерна пирита, в нем часты выделения самородного золота и теллуридов золота, а также тетрадимита, жозеита, теллурувисмутита, волинскита, гессита, алтаита, на Кочбулаке и Бургунде отмечается тяготение самородного золота к тетраэдриту (Королева, Маркова, 1966).

На Кургашикане, в золото-медноколчеданных телах цинковистая смешанная блеклая руда и цинковистый тетраэдрит образуют гнезда до 20 см, прожилки, включения в кавернозном пирите округлой формы, цементируют обломки пирита и находятся на стыке зерен пирита и кварца. Ассоциирует также с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, отчетливо замещая последний.

Блеклая руда — характерный типоморфный минерал золото-серебряного с теллуром, висмутом, сурьмой и мышьяком парагенезиса элементов, типичного для кварц-золото-полисульфидной, золото-медноколчеданной, серебро-галенит-сфалеритовой рудных формаций.

Халькопирит — CuFeS_2

Халькопирит — широко распространенный минерал, в переменных количествах встречающийся почти во всех рудных месторождениях различных формаций — от высокотемпературных эпимагматических и скарновых до самых низкотемпературных.

Обобщенные сводные описания этого минерала имеются для отдельных частей территории Узбекистана (Бадалов, 1959; Моисеева, 1969, и др.). Наиболее крупные промышленные концентрации халькопирита установлены в медно-порфировых месторождениях Алмалыка, однако крупных мономинеральных скоплений он там не образует. Самые значительные выделения халькопирита встречаются в скарново-рудном месторождении Бозымчак и в колчеданных телах Кургашинокана размером 20—25 см. Наиболее часто встречающиеся размеры скоплений минерала в собственно медных месторождениях Узбекистана 2—10—15 мм.

Минерал образует зернистые агрегаты. Изредка встречаются мелкие, размером от 1—2 до 4 мм кристаллы халькопирита (Дальнее, Кальмакыр, Кургашинокан, Кочбулак) в форме тетрагональных тетраэдров или их двойниковых сростков. Размерность зерен халькопирита в Кальмакыре очень мала: от 0,05 до 0,2 мм.

Физические свойства обычны для этого минерала: несовершенная спайность, неровный излом, заметная хрупкость, золотисто-желтый цвет, на несвежих поверхностях — яркая побежалость, а селенсодержащие разности имеют коричневатую пленку побежалости. Черта зеленовато-серая и сильный металлический блеск.

Микротвердость заметно колеблется, однако средние значения находятся в довольно узких пределах, удовлетворительно отвечая справочным данным (табл. 29).

Удельный вес алмалыкских халькопиритов 4,12—4,31, из Наугарзанса — 4,26, из Чукурджилги — 4,15.

Оптические свойства также обычны для этого минерала. При травлении появляются четкие полисинтетические двойники. Степень анизотропии заметно колеблется, она наиболее хорошо заметна в относительно высокотемпературных скарновых месторождениях (Ирису, Бозымчак, скарново-полиметаллические месторождения Карамазара).

Данные полуколичественного спектрального, химического, пробирного и спектро-пробирного анализов содержат материал по 71 месторождению и 23 рудным формациям Узбекистана и прилегающих районов. Всего учтено свыше 1500 полуколичественных спектральных анализов и около 1000 частных определений различных элементов (табл. 30, 31).

Характеристика элементов-примесей халькопирита дана для территории Карамазара (Бадалов, 1959, 1965, и др., Бадалов, Поваренных, 1969; Моисеева, 1969) и Южного Узбекистана (Бадалов, Голованов, 1959; Бадалов, Голованов, Михайлова, 1965). Подробная кристаллохимическая характеристика Ag, Ga, In, Se, Cd, Tl, Bi, Te в халькопирите Карамазара приведена в статье С. Т. Бадалова и А. С. Поваренных (1969).

В узбекистанских халькопиритах имеются такие примеси, как Au, Ag, Zn, Cd, Ga, In, Sn, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Se, Te, Mn, Co, Ni, Pt, Pd, Rh,

Таблица 29

Микротвердость халькопирита

| Рудная формация | Месторождение | Пределы значений микротвердости 15–20 определений, кг/мм ² | Среднее арифметическое, кг/мм ² |
|---------------------------------------|---------------|---|--|
| Скарново-халькопирит-магнетитовая | Ирису | 178,8–216,6 | 198 |
| | Кальмакыр | 178,4–237,0 | 205,3 |
| Медно-порфировая | Дальнее | 173,6–229,8 | 204,0 |
| То же | Узумсай | 199,0–210,0 | 206,0 |
| Кварц-халькопиритовая | Шавазсай | 199,0–216,0 | 205,0 |
| | Караджой | 173,6–204,6 | 188,0 |
| Сульфидно-касситеритовая | Наугарзансай | 184–255 | 203 |
| Арсенопиритовая | Такели | 207–230 | — |
| Полиметаллическая | Канимансур | 165–233 | — |
| | Чукурджилга | 159–245 | — |
| Ni-Co-Ag | Актепе | 182–216 | — |
| Кварц-барит-флюорит-полиметаллическая | Кенкол | 205–234 | 213 |
| | Наугарзан | 180–205 | 197 |

реже встречаются Sr, Ba, Tl, Ge, Cr. К слабо изученным примесям халькопирита относятся Hg, TR, Zr, Hf, V, Nb, Ta, W, Re, Os, Ir, Sc.

Золото отчетливо концентрируется в халькопиритах собственно-золоторудных месторождений (15–60 г/т — Джилао, Тарор, Долпран, Кочбулак и др.), комплексных золотосодержащих (20 г/т — Бозымчак, 22 г/т — Кальмакыр и др.), скарново-халькопирит-магнетитовых (8 г/т — Ирису) и скарново-сульфидно-шеелитовых (16 г/т — Лянгар). В свинцово-цинковых месторождениях содержание золота невысокое. Золото встречается в форме самородного, электрума и теллуридов.

Серебро накапливается в халькопиритах относительно низкотемпературных рудных формаций — серебро-галенит-сфалеритовой (415 г/т), кварц-галенит-сфалеритовой (364 г/т), золото-полисульфид-

ной (645 г/т) и медно-висмутовой (515 г/т). Ураганно высокое содержание этого элемента отмечает М. И. Моисеева в мышьяково-полиметаллическом объекте — Западном Гайнаккане (4222 г/т). Из скарновых месторождений самые высокие концентрации серебра имеют полиметаллические (около 400 г/т); формы нахождения серебра в описываемых халькопиритах не выяснены.

Стронций и барий, особенно барий, чаще встречаются в халькопиритах из низкотемпературных жильных формаций, сопровождающихся баритом. Форма нахождения — в виде механической примеси собственных минералов.

Цинк — постоянная примесь почти всех изученных халькопиритов, однако несколько повышенные концентрации (до десятых долей процента и выше) образует в более высокотемпературных скарноворудных месторождениях.

Повышенные количества кадмия отмечаются в халькопиритах из свинцово-цинковых месторождений (60—100 г/т). В медных месторождениях халькопирит является носителем основной массы кадмия и может служить источником попутного извлечения (Бадалов, Поваренных, 1969). По сравнению с минеральным кларком — 89 г/т (Иванов, 1969) — содержание кадмия в описываемых пробах понижено.

Галлий в халькопиритах всех месторождений находится в малых количествах (от 0 до 10 г/т) и только в колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана содержание его увеличивается до 10—26 г/т.

Индий обычно встречается в небольших количествах, от 4—7 до 15—20 г/т, но в сульфидно-касситеритовом месторождении Наугарзансай индия в халькопирите 200 г/т, в скарново-сульфидно-шеелитовом (Лянгар) 110 г/т, а в скарново-галенит-сфалеритовом (Кумышкан) 215 г/т. Минеральный кларк индия 12 г/т (Иванов, 1969). Обращает на себя внимание высокое содержание таллия в халькопирите Учкулача — 160 г/т.

Олово чаще отмечается в халькопиритах высокотемпературных и скарново-рудных месторождений; более высокие содержания свинца характерны для низкотемпературных жильных месторождений.

Мышьяк — «сквозной» элемент, хотя и распределяется в халькопиритах неравномерно (от десятых до тысячных долей процента). Более высокие его содержания тяготеют к халькопиритам скарноворудных месторождений и высокотемпературным жилам. Поведение сурьмы противоположно поведению мышьяка: она концентрируется в средне-низкотемпературных жилах с серебром, висмутом, золотом, медью.

Висмут, подобно золоту, образует самые высокие концентрации в халькопиритах собственно висмутоносных месторождений: скарново-

Элементы-примеси в халькопирите рудных формаций Узбекистана, г/т

| Рудные формации и количество месторождений | Пример месторождений | Au | Ag | Bi | Se | Te | $\frac{Ag}{Au}$ | $\frac{Se}{Te}$ | $\frac{Te}{Au}$ | $\frac{Bi}{Ag}$ |
|--|----------------------|------------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|-------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Скарново-халькопирит-магнетитовая (3) | Ирису | $\frac{9 (18)}{8-15}$ | $\frac{142(18)}{88-544}$ | 150 (1) | $\frac{30 (53)}{22-300}$ | $\frac{19 (26)}{7-33}$ | 16 | 1,5 | 2 | 1 |
| Скарново-сульфидно-шеедитовая (1) | Лянгар | 16 (1) | 92 (1) | 35 (1) | $\frac{35-(5)}{25-40}$ | $\frac{26 (5)}{6-50}$ | 5,7 | 1,3 | 1,6 | 0,8 |
| Скарново-золото-халькопиритовая (2) | Бозымчак | $\frac{17 (30)}{8,3-20,6}$ | $\frac{60 (30)}{50-75}$ | $\frac{454 (6)}{140-517}$ | $\frac{135 (6)}{100-172}$ | $\frac{50 (6)}{42-64}$ | 3,6 | 2,6 | 3 | 7,5 |
| Скарново-золото-арсенипиритовая (5) | Тарор | $\frac{22 (8)}{8-60}$ | $\frac{67 (8)}{30-107}$ | — | $\frac{214 (8)}{130-300}$ | $\frac{35 (8)}{25-80}$ | 3 | 6 | 1,5 | — |
| Мг-скарново-галенит-сфалеритовая (3) | Кургашикан | $\frac{165 (11)}{1-4}$ | $\frac{393 (11)}{347-400}$ | — | $\frac{5 (4)}{2-10}$ | $\frac{23 (4)}{10-40}$ | 268 | 0,2 | 15 | — |
| Са-скарново-галенит-сфалеритовая (7) | Алтынтопкан | $\frac{0,1-(21)}{0,005-0,2}$ | $\frac{394 (21)}{77-860}$ | $\frac{110 (4)}{70-150}$ | $\frac{12 (4)}{5-22}$ | $\frac{7 (4)}{2-10}$ | 3940 | 1,9 | 70 | 0,2 |
| Кварц-вольфрамит-молибденитовая (1) | Умбетты | 2 (1) | 150 (1) | — | 30 (1) | 5 (1) | 75 | 6 | 2,5 | — |
| Медно-порфировая (6) | Кальмакыр | $\frac{15(41)}{1,5-24}$ | $\frac{67 (41)}{20-99}$ | $\frac{70 (42)}{20-194}$ | $\frac{85 (168)}{33-110}$ | $\frac{10 (168)}{1-17}$ | 4,2 | 8,5 | 0,7 | 1 |
| Золото-медно-пиритовая (1) | Кургашикан | $\frac{0,4 (6)}{0,1-3}$ | $\frac{123 (6)}{58-232}$ | $\frac{150 (4)}{65-215}$ | $\frac{13 (5)}{7-24}$ | $\frac{98 (5)}{52-161}$ | 300 | 0,1 | 245 | 1,2 |
| Колчеданно-полиметаллическая (f) | Хандиза | $\frac{0,1 (16)}{0-1}$ | $\frac{208 (16)}{58-408}$ | — | $\frac{83 (34)}{15-178}$ | $\frac{11 (34)}{4-18}$ | 2080 | 7,5 | 110 | — |

| | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|-----------|--------------------------|----------------------------|------------------------------|--------------------------|--------------------------|------|-----|----|-----|
| Серебро-галенит-сфалеритовая (2) | Лашкерек | $\frac{0,1 (3)}{0-0,5}$ | $\frac{415 (3)}{210-587}$ | 50 (1) | — | — | 4150 | — | — | 0,1 |
| Золото-полисульфидная (3) | Кочбулак | $\frac{20 (6)}{8-34}$ | $\frac{648 (6)}{276-1284}$ | $\frac{440 (2)}{400-480}$ | $\frac{135 (2)}{98-300}$ | $\frac{308 (6)}{25-455}$ | 32 | 0,4 | 15 | 0,7 |
| Кварц-халькопиритовая (1) | Узумсай | $\frac{0,2 (5)}{0-1,5}$ | $\frac{20(5)}{10-45}$ | — | $\frac{20 (2)}{10-30}$ | $\frac{5 (2)}{3-7}$ | 100 | 4 | 25 | — |
| Медно-висмутовая (10) | Ташкескен | $\frac{1,6 (26)}{0,5-3}$ | $\frac{515 (26)}{93-1378}$ | $\frac{1300 (31)}{280-3600}$ | $\frac{35 (15)}{16-65}$ | $\frac{10 (15)}{2-17}$ | 321 | 3,5 | 6 | 2,5 |

Примечание. В таблице использованы данные. З. В. Алехиной, С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, Р. Л. Дуин-Барковского, М. Р. Епикеева, Б. Ф. Зленко, М. И. Исмаилова, А. Каххарова, Н. Н. Королевой, Э. А. Марковой, Ю. В. Михайловой, М. И. Моисеевой, П. В. Панкратьева, С. Рузматова, Т. С. Тимофеевой, М. Д. Увадьева и др.

В числителе среднее арифметическое и количество проб (в скобках), в знаменателе пределы содержаний.

Таблица 31

Средние значения элементов-примесей халькопиритов в рудных формациях Узбекистана
(по данным спектрального анализа в 10-балльной шкале)

| Рудная формация | Кол-во месторождений | Ag | Mg | Sr | Ba | Zn | Cd | Ga | In | Tl | Sn | Pb | As | Sb | Bi | Cr | Mo | Mn | Co | Ni |
|--|----------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| Скарново-халькопирит-магнетитовая | 2 | 5 | 4 | 3 | — | 5 | — | (1) | — | (2) | — | 2 | — | — | — | — | — | 3 | 3 | 2 |
| Молибденит-магнетитовая | 1 | 1 | 2 | 5 | 2 | 8 | 6 | — | 2 | (4) | — | 5 | 6 | — | 2 | — | 4 | 4 | 4 | 4 |
| Скарново-молибденитовая | 2 | 3 | (6) | — | 3 | 2 | 2 | 1 | 1 | 3 | — | 1 | 2 | — | Сл. | Сл. | 1 | 4 | 1 | 2 |
| Скарново-халькопирит-молибденитовая | 1 | 4 | — | — | — | 5 | — | — | 3 | — | 3 | 1 | — | — | 1 | — | — | 2 | 1 | 2 |
| Скарново-сульфидно-шеелитовая | 2 | 2 | 5 | — | Сл. | 6 | — | — | — | — | 3 | 3 | 2 | — | 1 | — | — | 3 | 3 | 1 |
| Скарново-золото-халькопиритовая | 3 | 6 | 6 | 2 | 6 | 1 | — | 1 | — | 2 | 2 | 2 | 1 | — | 1 | 1 | — | 4 | 2 | 1 |
| Галенит-сфалеритовая в магнезиальных скарнах | 4 | 2 | 4 | — | — | 5 | 3 | — | 2 | 3 | Сл. | 5 | (4) | — | 4 | (1) | — | 3 | (1) | (1) |
| Галенит-сфалеритовая в известковых скарнах | 12 | 5 | 5 | — | — | 5 | 2 | — | — | 3 | (4) | 7 | (3) | — | (2) | — | (3) | 4 | (2) | — |
| Сульфидно-медно-никелево-графитовая | 1 | 2 | 4 | — | — | 6 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2 | — | 4 |
| Кварц-висмутин-арсенопиритовая | 1 | — | 2 | — | 3 | 8 | — | Сл. | — | — | 1 | 6 | 5 | 3 | 6 | 2 | — | 1 | 1 | Сл. |
| Халькопирит-титаномагнетитовая | 1 | 5 | 5 | 3 | 3 | — | — | — | — | — | — | 3 | 2 | (3) | 1 | 1 | — | 3 | — | 1 |
| Кварц-вольфрамит-молибденитовая | 1 | 4 | 4 | — | — | 4 | — | — | — | 2 | 2 | 6 | 4 | — | 4 | — | 2 | 4 | 2 | — |
| Медно-порфировая | 8 | 5 | 6 | 3 | 4 | 1 | 1 | 1 | (2) | 3 | 2 | 3 | 3 | (4) | 2 | 2 | 2 | 4 | 3 | 2 |
| Золото-медно-колчеданная | 1 | — | 4 | 4 | 3 | 7 | 3 | 1 | 2 | 3 | 4 | 6 | 4 | 4 | 4 | 2 | — | — | — | — |
| Сульфидно-касситеритовая | 1 | 3 | 4 | — | (4) | 5 | — | (1) | (2) | 2 | 5 | 5 | 4 | — | 3 | — | — | 3 | (1) | — |
| Колчеданно-полиметаллическая | 11 | 4 | 4 | — | (3) | 8 | (3) | (2) | (4) | 2 | 2 | 5 | (4) | (4) | 3 | (4) | — | 4 | (2) | 2 |
| Арсенопиритовая | 2 | 4 | 4 | (2) | — | (6) | — | — | — | — | — | 5 | (6) | 6 | — | — | — | 3 | — | — |
| Серебро-галенит-сфалеритовая | 1 | 2 | 6 | — | — | 6 | (4) | — | — | 2 | (2) | 6 | (6) | 6 | (4) | — | — | 4 | — | (2) |
| Кварц-галенит-сфалеритовая | 1 | 3 | 3 | — | 4 | 5 | — | — | — | (4) | — | 4 | — | — | (3) | — | — | 3 | (2) | (2) |
| Золото-полисульфидная | 2 | 1 | 2 | — | 3 | 4 | 5 | 2 | 3 | 2 | 2 | 4 | 4 | 6 | 4 | — | 2 | 2 | 2 | — |
| Кварц-халькопиритовая | 5 | (2) | 5 | (2) | 3 | (3) | — | — | — | Сл. | — | 3 | (3) | (2) | (3) | — | (1) | 4 | — | — |
| Медно-висмутовая | 8 | 4 | 5 | 2 | 4 | 6 | — | 1 | (1) | 2 | 3 | 3 | (3) | — | 4 | (3) | — | 4 | 2 | 2 |
| Редкометаллическая | 1 | 4 | 5 | — | 4 | 5 | — | — | — | 4 | — | 3 | (4) | (6) | (4) | (4) | — | 5 | (2) | (2) |

висмутин-магнетитовых (Чокадамбулак — 2500 г/т), медно-висмутовых (1300 г/т). Содержание этого элемента повышено в халькопиритах золоторудных формаций (Бозымчак, 517 г/т), золото-полисульфидной (Тереккан, 480 г/т). Кроме того, большое количество висмута содержат халькопириты из низкотемпературных кварц-галенит-сфалеритовых жил и залежей (Канимансур, 1800 г/т). Интересно, что отношение висмута к серебру в халькопиритах, за редким исключением (скарновые месторождения), относительно стабильно и составляет 1. Напрашивается косвенное предположение, что висмут с серебром в халькопиритах могут находиться в форме минерала типа матильдита-шапбахита.

Селен образует максимальные концентрации в халькопиритах собственно золоторудных и комплексных золотоносных рудных формаций. Форма нахождения селена, по-видимому, изоморфная.

Теллуры в халькопиритах распределены неравномерно. Так же как и селен, он концентрируется в халькопиритах золоторудных и серебро-золотосодержащих рудных формаций. Форма нахождения в основном в виде теллуридов золота, серебра и висмута, которые часто наблюдаются в аншлифах в виде включений в халькопирите.

Частота встречаемости и средние содержания кобальта и никеля выше (тысячные и первые сотые доли %) в халькопиритах скарново-рудных формаций и высокотемпературных жил. Платина и палладий концентрируются в собственно меднорудных формациях. В скарново-золото-халькопиритовом месторождении Куру-Тегерек содержание платины в халькопиритах составляет 0,33 г/т, палладия 0,55 г/т, в медно-порфировом месторождении Дальнее соответственно 0,16 и 0,48 г/т. Форма нахождения этих минералов в Куру-Тегереке, по данным Т. С. Тимофеевой (1969), — в виде собственных минералов — порпети-та, поликсена, самородной платины, сперрилита, куперита, аллопалладия и потарита. Количество палладия в описанных халькопиритах в целом понижено, а платины несколько повышено (в Куру-Тегереке) по сравнению с минеральными кларками.

Типоморфные особенности халькопирита по элементам-примесям различаются в основных меднорудных формациях Западного Тянь-Шаня.

Халькопириты скарново-халькопирит-магнетитовых месторождений содержат большое количество цинка (0,1%) и, особенно, кобальта (до 700 г/т) при высоком содержании золота.

Скарново-золото-халькопиритовые месторождения сходны по поведению элементов-примесей в халькопирите: высокие количества цинка и висмута (160—500 г/т), наличие олова, заметно повышенные количества золота и низкие серебра, присутствие элементов платиновой группы в количествах, заметно превышающих их содержание в других месторождениях (кроме медно-порфировых). Халькопириты прожилко-

во-вкрапленных медных месторождений по составу похожи на таковые из медно-золоторудных скарнов (по высокому содержанию золота и низкому серебра), но отличаются более низкими содержаниями висмута, селена и теллура. В алмалыкских халькопиритах более часта примесь молибдена, стронция.

Золото-медноколчеданная жильно-метасоматическая формация примечательна тем, что основным концентратором золота здесь является блеклая руда. Поэтому в халькопирите этой рудной формации золота около 0,5 г/т при среднем содержании серебра более 120 г/т и высоком содержании теллура — около 100 г/т. В жильных кварц-карбонат-барит-халькопиритовых рудопроявлениях спектр элементов-примесей не богат. Из них отметим свинец и висмут. Содержание примесей низкое.

Таким образом, Au, Bi, Se, Te, Sb, As концентрируются преимущественно в халькопирите из месторождений медно-золоторудных и медных формаций, Ag, Pb, Zn, Cd — свинцово-цинковых формаций, Sn, In — молибден-вольфрамовых, а Co, Ni, Ti — в группе железорудных формаций.

В халькопирите скарново-рудных, относительно высокотемпературных групп рудных формаций типоморфны примеси Co, Zn, Sn, In, Ti; прожилково-вкрапленных среднетемпературных — Au, Bi, Se, Te; жильных низкотемпературных — Ag, Pb, Ba, Sr (Голованов, 1973).

Данные рентгенограммы халькопирита соответствуют эталонным (Наумов и др., 1969).

На кривой нагревания минерала из медно-висмутового месторождения Восточного Карамазара (Наумов и др., 1969) отмечены три эндотермических эффекта — при 105°, 520° и 860° и один экзотермический — при 400°.

Халькопирит выделяется на всех этапах и стадиях минералообразования от магматической и до самой низкотемпературной минерализации, образуя довольно рассеянную вкрапленность, прожилки совместно с другими минералами, гнезда, а также в виде тонкой эмульсии в сфалерите, в качестве продукта распада твердого раствора.

Рассеянно-вкрапленный халькопирит наиболее часто встречается в виде мельчайшей сыпи в породах, обогащенных темноцветными минералами — габбро, диоритах и сиенито-диоритах, интенсивно биотитизированных и хлоритизированных. В более крупных выделениях от 1 до 5—10 мм в кварц-халькопиритовых, кварц-халькопирит-пиритовых, халькопирит-магнетитовых прожилках. В виде скоплений до 2—3 см в кварцевых, кварц-барит-кальцитовых жилах мощностью до 0,5 м.

Для халькопирита характерна в основном аллотриоморфнозернистая внутренняя структура.

В известняковых и магнезиальных скарнах (Бозымчак, Ирису) халькопирит иногда образует массивные руды с магнетитом и пиритом.

том, или встречается в виде прожилок, гнезд, вкрапленности. В диоритах и габбро Алмалыка, Шавазая, Беляуты минерал образует скелетно-интерстиционные формы замещения и вкрапленность. Меднопорфиновые руды Алмалыка отличаются своеобразными формами выделения тонковкрапленного халькопирита, замещающего в парагенезисе с пиритом хлоритизированный биотит по трещинам спайности и периферии зерен. В этих же рудах обычно замещение халькопиритом магнетита, пирита, а также кварца и железистого карбоната. Из рудных минералов халькопирит обычно тесно ассоциирует с пиритом, магнетитом, блеклой рудой, борнитом, кубанитом, пирротинном и др., из жильных — с кварцем, ангидритом, карбонатами, баритом, из минералов метасоматических зон изменения — с биотитом, хлоритом, актинолитом, серицитом, ортоклазом, альбитом.

Наиболее ранний генетический тип халькопирита является продуктом распада твердого раствора сфалерита и халькопирита с характерными звездочками и пунктирными выделениями сфалерита в халькопирите. Кроме сфалерита в виде включений могут быть кубанит (Бозымчак), станнин и валлериит. Такой халькопирит образуется в области сравнительно высоких температур — 250—300°C (Рамдор, 1962) и является довольно четким геологическим термометром. Этот халькопирит встречается в виде спорадически разбросанных зерен размером около 2—3 мм в халькопирите более поздних генераций, а также в сростаниях с пирротинном, образует массивные скопления, прожилки в измененных скарнах, главным образом магниезального состава. Отлагается после магнетита. Содержит включения самородного золота, иногда платины.

Второй генетический тип представляет собой продукт распада твердого раствора борнита и халькопирита с обычной для такого явления структурой закономерного расположения решетчатых агрегатов этих двух минералов. В отличие от всех генераций, этот халькопирит обладает сильной анизотропией, в нем широко развиты полисинтетические двойникования. Характеризуется относительно высокими содержаниями золота, висмута, серебра, селена, теллура. Встречается в скарново-рудных месторождениях (Бозымчак, Южный Янгикан, Ирису) и в виде вкрапленности в габбро (Шаваз, Акча) в ассоциации с титано-магнетитом.

Третий генетический тип халькопирита составляет основную массу руд меднорудных месторождений. Отлагается после пирита, замещает более ранние минералы — пирротин, магнетит, гематит и чаще всего пирит, цементирует их обломки и выполняет трещины (Кальмакыр, Дальнее, Кургашикан и др.). Под микроскопом обычно чистый, находится в сростаниях с пиритом, галенитом, сфалеритом. Халькопирит этой генерации характеризуется высокими содержаниями золота, иногда серебра.

Четвертый генетический тип халькопирита наиболее часто встречается в кварц-карбонатно-полиметаллической ассоциации с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой и другими сульфидами. Он отлагается после сфалерита, почти одновременно с галенитом. Содержит небольшие количества золота. Примерами могут служить многочисленные непромышленные галенит-сфалеритовые жилы.

Кубанит — CuFe_2S_3

Кубанит в ничтожных количествах отмечается в скарново-рудных месторождениях: свинцово-цинковом Курусай (Вольфсон, 1952), по данным И. М. Голованова в медно-золоторудном Бозымчак, сульфидно-шеелитовых Яхтон и Тиллягульсай (Кучукова, 1968), в сульфидно-касситеритовом месторождении Наугарзансай (данные Э. П. Николаевой и М. И. Моисеевой). Для кубанита характерны ромбовидно-решетчатые пластинчатые выделения (Бозымчак), светлый коричневато-розовый цвет, отчетливая анизотропия с различным эффектом, заметное двуотражение.

Кубанит обычно присутствует в относительно высокотемпературных месторождениях в качестве продукта распада минерала типа халькопирротина (Бозымчак, Курусай, Яхтон, Тиллягульсай, Куру-Тегерек).

В Наугарзансае кубанит образует тонкие вкрапленники в сфалерите в сростках с валлериитом и халькопиритом.

Валлериит — $\text{Cu}_2\text{Fe}_4\text{S}_7$

Валлериит в ничтожных количествах встречен в нескольких месторождениях в Кураминском хребте: в скарново-полиметаллическом Курусай (по Т. Н. Шадлун), в Северной группе Алтынтопкана (Сквалецкая, 1957), в касситерит-сульфидном Наугарзансай (по Э. П. Николаевой и М. И. Моисеевой), в золоторудном Кочбулак (Маркова, 1969). В Западном Узбекистане минерал отмечен в скарново-шеелитовом месторождении Лянгар (Мясников, 1951) и золоторудном Мурунтау (Юдин, 1971).

Валлериит в полированных шлифах имеет сильное двуотражение с цветным эффектом от серого до желтовато-коричневого. Отражательная способность 25—35% (Кочбулак), внутренних рефлексов нет.

Валлериит выделяется в виде микроскопических единичных включений в сростках с халькопиритом в пирите, в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, кубанитом размером 0,005—0,02 мм (Курусай, Алтынтопкан). В Наугарзансае кубанит образует тонкие вкрапленники в сростках с халькопиритом и кубанитом в сфалерите; в Лянгаре —

в форме нитевидных просечек в некоторых зернах халькопирита; в Кочбулаке валлериит выделяется в виде мелких ксеноморфных зерен в пирите.

П. Рамдор (1962) считает, что валлериит мог образоваться в результате распада первичного халькопирротина на халькопирит и валлериит. Валлериит характерен для высокотемпературных месторождений и может служить геологическим термометром.

Станнин — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$

Станнин в качестве редкого минерала установлен при микроскопическом исследовании руд в нескольких месторождениях в Кураминском и Чаткальском хребтах (Наугарзансай, Лашкерек, Сарымсахлы, Саргардон) и Западном Узбекистане (Кызкурган).

В отраженном свете станнин серый с характерным оливково-зеленым оттенком. Отражательная способность немного выше сфалерита, анизотропен. В иммерсии отчетливо наблюдается фиолетовый, зеленовато-серый цветной эффект анизотропии. В некоторых зернах наблюдаются полисинтетические двойники. Травится HNO_3 .

В касситерит-сульфидном месторождении Наугарзансай, по данным Э. П. Николаевой и М. И. Моисеевой, станнин выделяется в виде тонких включений в железистых сфалеритах в качестве продукта распада твердого раствора и единичных мелких самостоятельных вкрапленников в измененной породе. В сфалеритах станнин образует тончайшие изометричные зернышки и пластиночки размером 0,001—0,006 мм, часто приуроченные к направлениям спайности и двойниковым швам. За счет вrostков станнина все сфалериты Наугарзансая содержат постоянную примесь олова в количестве 0,135—0,40%, а в среднем составляет 0,23%. Размер вкрапленников 0,03—0,07 мм. За счет разложения станнина образуются сростки халькопирита и касситерита.

В парагенетической ассоциации со станнином встречаются сфалерит, пирротин, кубанит, валлериит, халькопирит, пирит, арсенопирит, галенит.

В сфалеритах Лашкерека имеется редкая вкрапленность станнина размером в тысячные доли миллиметра, за счет которой сфалерит оловоносен (Дунин-Барковский, 1959).

В более значительных количествах минерал встречается в вольфрамовом месторождении Саргардон (Чаткал) в кварцевых жилах наряду с другими рудными минералами — вольфрамитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, молибденитом, касситеритом, шеелитом и др. (Евфименко, 1941; Кайзер, 1937; Малиновский, 1935).

На месторождении Кызкурган (Западный Узбекистан) станин находится в минерализованных зонах в доломитах в ассоциации с тиллитом, франкеитом, сфалеритом, пиритом (Мацокина, 1953).

Люционит — Cu_3AsS_4

Люционит обнаружен в полиметаллическом месторождении Канимансур (Нечелюстов и др., 1961; Волинский, Логинова, 1961).

В полированных шлифах желтый с розовым оттенком, светлее энаргита. Отражательная способность $R=24,2\%$. Богатые мышьяком разновидности — с оранжевым оттенком, богатые сурьмой — с фиолетовым. Сильно анизотропен. Двухотражение отчетливое благодаря пластинчатой сдвойникованности. Цветной эффект усиливается в иммерсии от светло-розово-желтого до серо-фиолетово-розового.

Люционит образует мелкие единичные вкрапленники в полиметаллических рудах размером 0,5—0,8 мм. Он ассоциирует с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом и относится к наиболее поздним минералам.

Энаргит — Cu_3AsS_4

Указания о наличии ничтожных количеств энаргита в арсенопиритовых рудах Такели имеются в работах Ф. И. Вольсона (1934, 1936), Т. Н. Шадлун (1940), З. А. Королевой (1941), в рудах Табошара — у Л. Б. Радугиной и Б. Б. Разиной (1935).

В несколько больших количествах энаргит обнаружен в Алмалыке (Центральный блок) (Бадалов, Турсебеков, Николаева, 1968):

Минерал выделяется в виде мелких кристалликов черного цвета, с совершенной спайностью. Микротвердость 308—374 кг/мм². В полированных шлифах обладает отчетливым двухотражением, сильно анизотропен с цветным эффектом.

Химический состав энаргита из Алмалыка (вес. %) (аналитик Е. Ф. Касьянова) приводим ниже:

| Компонент | Вес, % |
|-----------|--------|
| Cu | 44,0 |
| Fe | 6,72 |
| As | 17,40 |
| Sb | 0,47 |
| S | 30,82 |
| Сумма | 99,41 |

Несколько пониженное содержание основных компонентов по сравнению с теоретическим связано с механической примесью пирита и халькопирита.

Спектральным анализом обнаружена примесь Mg (0,п%), Mn, Ti, Sn (0,0п%); Te, Ag, Pb (0,00п%). Содержание селена 90 г/т (Бадалов, Белопольская и др., 1969). Рентгенограмма описываемого минерала близка эталону. Главные линии — 3,221(9); 2,84(9); 2,22(7); 1,856(10); 1,722(10); 1,538(8); 1,046(7).

В Алмалыке энаргит образует мельчайшую вкрапленность кристалликов в ангидритовой породе совместно с равновеликими зернами пирита, халькопирита и блеклой руды. Общее содержание сульфидов не превышает 0,1—0,3%.

В Такели (Гайнаккан) энаргит образует тонкие жилки в бурноните, тетраэдрите и халькопирите или располагается в виле каемоч вокруг этих минералов. Он кристаллизуется одним из последних.

Тиллит — $PbSnS_2$

Тиллит установлен в 1953 г. Т. М. Мацокиной-Воронич на скарново-рудном месторождении Кызкуртан в Зирабулакских горах. Минерал находится в тесном сростании с франкеитом, касситеритом, кварцем, галенитом, сфалеритом и пиритом. Он образует мелкие пластинчатые агрегаты. По оптическим свойствам тиллит близок к франкеиту, отличаясь от него большей отражательной способностью, слабым кремовато-розовым оттенком. Очень слабо травится $FeCl_3$, КОН не действует.

Миаргирит — $AgSbS_2$

Миаргирит известен в трех пунктах: в Кураминском хребте на свинцово-цинковых месторождениях Замбарак (Лурье, 1969) и Канджол (данные В. М. Турлычкина) и в Центральных Кызылкумах на золоторудном месторождении Мурунтау (Бендик, Нестерова, 1971).

Минерал серо-стального цвета, в тонких осколках темно-красновато-красный, блеск алмазный, черта вишнево-красная. Микротвердость 111,5—139,5, средняя — 125 кг/мм² (Мурунтау).

В полированных шлифах в отраженном свете белый с голубоватым оттенком, сильно анизотропен с цветным эффектом в серовато-розовых тонах, в иммерсии хорошо наблюдается двуотражение и рефлексы густо-красного цвета.

В Замбараке и Канджоле миаргирит образует тончайшие включения в галените изометричной и удлиненной формы размером от 0,00п до 0,02—0,4 мм в сростании с халькопиритом, сфалеритом, пираргиритом и аргентитом. Относится к числу наиболее поздних минералов.

В Мурунтау миаргирит находится в жилах и прожилках халцедонового и розетчатого кварца в виде просечек и вкрапленности, размером от сотых долей до 5 мм. Минерал ассоциирует с пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом и золотом.

Шапбахит — αAgBiS_2

Матильдит — βAgBiS_2

По современным воззрениям соединение AgBiS_2 имеет две модификации: высокотемпературную псевдокубическую αAgBiS_2 и низкотемпературную ромбическую βAgBiS_2 . Высокотемпературная модификация (шапбахит) устойчива при $t^\circ > 225^\circ\text{C}$, она изоструктурна с галенитом и образует с ним твердые растворы, что обуславливает высокие содержания Bi и Ag в галените. Низкотемпературная модификация (матильдит), устойчивая при $t^\circ < 225^\circ$, обычно образует с галенитом решетчатую структуру (Минералы, т. 1, 1960, Рамдор, 1962).

Предположение о наличии шапбахита в рудах скарново-свинцово-цинковых месторождений Карамазара (Чала-Ата, Ташбулак, Мышиккол) и Чаткальских гор (Кумышкан, Кошмансай) сделаны на основании прямой зависимости между содержаниями серебра и висмута в галените (Малахов, 1958; Бадалов, Землянов, 1963; Аполлонов, 1964; Болдырева, Чернышева, 1965). В природных образцах галенита из месторождения Перевальное в Кураминских горах с высоким содержанием серебра и висмута, не было видимых включений AgBiS_2 , поэтому был рассчитан процент вхождения αAgBiS_2 в твердый раствор PbS (от 0,06 до 6,44). Установлено, что в смешанных кристаллах присутствие αAgBiS_2 уменьшает параметры элементарной ячейки галенита от 5,9350 Å до 5,9157 Å ($\pm 0,005$ Å). Для смешанных кристаллов предлагаются формулы типа $(\text{Pb}_{0,936} \text{Ag}_{0,032} \text{Bi}_{0,032})_{1,000} \text{S}_{1,0}$ (Болдырева, 1965).

Матильдит отметили Е. А. Котенева в месторождениях Алмадон и Джумуз и А. С. Кудрявцев в Тарызкане и Чукурджилге. Матильдит описан в Тарызкане (Болдырева, 1970) и в некоторых рудопроявлениях Карамазара (Королева, Котенева, 1967), Тарызкана (Болдырева, 1970) и Южного Карасана (Зеленская, Михайлова, 1972). Матильдит встречается в малых количествах.

Он образует червеобразные мirmekитовые сростания, пластинчатые решетчатые структуры распада твердого раствора в галените и самостоятельные выделения. В Тарызкане встречаются изометричные и неправильные по форме зерна, реже пластинки и веретенообразные выделения размером 0,02—0,2 мм, и их скопления длиной от десятых долей до 8 мм и шириной 1—2 мм. В Карасане (Южный Узбекистан) минерал образует ксеноморфные выделения размером в сотые доли

миллиметра, располагающиеся в интерстициях между зернами халькопирита, иногда окружая их в виде прерывистых каемок, или выполняющих нитевидные прожилки. Характерно пластинчатое внутреннее строение мономинеральных агрегатов, вырисовывающееся после протравливания в парах «царской водки», хлорным железом или слабым раствором соляной кислоты. В промежутках между двойникованными пластинками матильдита размещаются мельчайшие включения галенита.

В аншлифах относительный рельеф матильдита выше, чем галенита. Микротвердость 127—131 (Королева, Котенева, 1967) и 74—128, средняя — 97 кг/мм² (Болдырева, 1970).

В отраженном свете матильдит белый, в иммерсии с желтоватым оттенком. Двуотражение в воздухе очень слабое, в иммерсии усиливается и сопровождается слабым цветным эффектом от серовато-белого при минимальном отражении до желтовато-белого при максимальном. Анизотропия отчетливая с очень слабым цветным эффектом в желтых и синих тонах. Отражательная способность, измеренная на приборе ПООС-1, в области длин волн 460—660 мμ равна $R_g=48,1-45,5\%$, $R_p=44,1-41,1\%$. Сила двуотражения 0,08—0,09 (Болдырева, 1970).

Количественный микроспектральный анализ матильдита из Тарыэкана, находящегося в мирмекитовых сростаниях с галенитом, показал $Ag:Bi=0,46$, что практически совпадает с отношением этих элементов в матильдите. Отношение же Pb к Bi , равное 0,56, позволяет представить состав анализируемой смеси как $PbS \cdot 2AgBiS_2$.

Смесь матильдита с галенитом (две пробы) из Тарыэкана, по данным А. С. Кудрявцева, содержит 5,60 и 11,92% серебра. В этих же пробах 23,45 и 26,32% висмута. Химический состав матильдита (вес. %):

| Компонент | Карамазар |
|-----------|-----------|
| Bi | 34,36 |
| Pb | 27,25 |
| S | 14,60 |
| Ag | 23,70 |
| Сумма | 99,91 |

Авторы Королева, Котенева,
1967

Рентгенограммы матильдита из Тарыэкана, Алмалы, Ташбулака и Южного Карасана, снятые на желатине методом Сарема, соответствуют матильдиту из Шапбаха. Главные линии матильдита из указанных первых трех месторождений соответственно равны: 3,27 (7), 3,30 (8), 3,43 (9) и 3,31 (7), 2,815 (10), 2,82 (10), 2,96 (10) и 2,99 (10); 1,711 (7), 1,707 (6), 1,720 (6) и 1,729 (4).

В свинцово-цинковых рудах Хандизы матильдит находится в тесном парагенезисе с галенитом и халькопиритом, образуя в галените тонкую вкрапленность или решетчатые структуры распада, а в кварц-сульфидных жилах Джузума он встречен в ассоциации с висмутином и содержит включения минерала из группы креннерит-калаверита, самородного золота и висмута. В кварцевых жилах Алмадона матильдит ассоциирует с гематитом и пиритом. В свинцово-медно-висмутовом месторождении Тарыэкан он встречается в ассоциации с галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, айкинитом и минералами из группы бенжаминита, которые выполняют промежутки между зернами кварца и мангансидерита.

Мирмекитовые сростания матильдита с галенитом в Тарыэкане образовались в результате совместной кристаллизации матильдита и галенита, происходящей при температуре ниже точки инверсии αAgBiS_2 в $\beta\text{AgBiS}_2 = 215^\circ$ (Болдырева, 1970).

Решетчатые структуры сростания матильдита и галенита (Хандиза), в которых тонкие пластинки матильдита располагаются в двух перекрещивающихся почти под прямым углом направлениях, по-видимому, являются результатом распада твердого раствора состава $\text{PbS}-\text{AgBiS}_2$, образовавшегося при температуре выше 215° . Высокотемпературная псевдокубическая модификация изоструктурна с галенитом и устойчива при температуре выше 215° . По мнению Рамдора, такая псевдокубическая решетчатая структура связана с превращением псевдокубической модификации AgBiS_2 в ромбическую. М. М. Болдырева предлагает использовать матильдит в качестве геологического термометра.

Кобеллит — $\text{Pb}_6\text{FeBi}_4\text{Sb}_2\text{S}_{16}$

Кобеллит — недостаточно изученный редкий минерал с дискутирующей в литературе кристаллохимической формулой. Он рассматривается либо как стибикоказалит (Sätterberg, 1839; Дэна, 1950; Сахарова, Кривицкая 1971 и др.), стибииллианит (Годовиков, 1972 и др.), висмутотинтинит (Haggis и др., 1968) несмотря на структурное отличие, либо как самостоятельный минерал (Nuffield, 1948; Mische, 1971; Нечелюстов, Минцер и др. 1973).

Кобеллит впервые в СССР установлен на мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай (Сахарова, 1955), где он является одним из главных минералов висмута (Дунин-Барковская, 1971). В Западном Узбекистане минерал известен на золоторудном месторождении Мурунтау в качестве редкой находки (Заремба, 1968). В Кураминских горах кобеллит установлен в небольшом количестве на скarioво-магнетит-висмутовом месторождении Чокадамбулак (Королева, Клемперт, 1970).

Кобеллит выделяется в виде тонкозернистых агрегатов массивной текстуры с раковистым изломом, образующих гнезда до 5—10 см (Устарасай), спутноволокнистых выделений в виде гнезд до 1—2 см с хорошо различимыми индивидами в общей массе (Устарасай), тонкоигольчатых и волосовидных единичных кристаллов (Устарасай, Чокадамбулак, Мурунтау). Иногда образуются эпитаксические срастания козалита и кобеллита параллельно удлинению по оси «с» с размером выделений 2—3 см в длину и 0,5—1 см в ширину (Устарасай).

Кристаллы кобеллита имеют совершенную спайность и высокую хрупкость. Микротвердость 18С—81 кг/мм² на различных сечениях кристаллов. Коэффициент анизотропии микротвердости — 2,82.

Минерал имеет темную стально-серую окраску и металлический блеск. По внешнему виду он немного темнее висмутита.

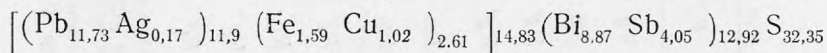
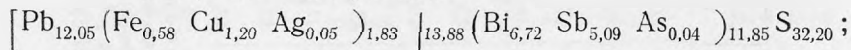
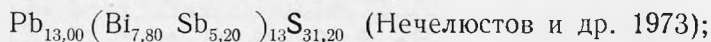
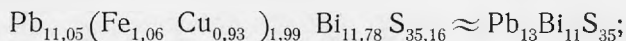
В полированных шлифах белый с серовато-зеленым оттенком, слабо заметным двуотражением, отчетливой анизотропией от голубовато-серого до розовато-коричневого цвета.

Отражательная способность ниже, чем у висмутита. По оптическим свойствам он сходен с козалитом. Различие этих минералов усиливается в йод-метиленовой иммерсии. Отражательная способность кобеллита из Устарасая замерена при различной длине волн (табл. 32).

Химический состав минерала определен химическими анализами и электронным микронзондированием (табл. 33).

В кобеллите из Устарасая нами ранее изучалось распределение Sb, Fe, Cu, Bi, S площадным сканированием электронным микронзондом (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971). Выявлено, что сурьма распределяется равномерно. Часть железа и меди присутствует в виде включений халькопирита, а другая равномерно рассеивается в минерале. Примеси железа и меди отчетливо фиксируются на растровых картинах. Кроме того, встречены микровключения нового сульфида свинца и железа (Дунина-Барковская, Лидер, 1973). Поэтому все железо и медь мы условно оставили в формуле минерала, затрудняясь в его разделении.

Химические формулы кобеллита:



Анализы 1—3 удовлетворительно рассчитались на одну из формул кобеллита. В пробах 2 и 3 отношение висмута к сурьме одинаковое—1,3.

Отражательная способность кобеллита из Уста расая, %

| Номер обр. | R | Длина волн, нм | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
| 1 | Rg | 50,8 | 49,8 | 49,2 | 49,0 | 48,2 | 47,6 | 47,5 | 47,3 | 46,7 | 46,4 | 46,2 | 46,1 | 46,2 | 46,2 | 45,7 | 45,0 |
| 2 | Rg | 49,2 | 49,4 | 49,1 | 48,4 | 47,5 | 47,2 | 46,8 | 46,5 | 46,6 | 46,0 | 45,5 | 45,3 | 45,2 | 45,1 | 45,0 | 44,9 |
| 3 | Rg' | 47,8 | 48,0 | 48,0 | 47,9 | 47,5 | 47,0 | 46,3 | 45,4 | 44,8 | 44,6 | 44,4 | 44,4 | | | | |
| 4 | Rg' | 48,0 | 47,8 | 47,4 | 46,8 | 45,9 | 45,4 | 44,8 | 44,2 | 43,8 | 43,5 | 43,3 | 43,0 | 42,0 | 42,8 | | |
| 1 | Rm | 45,0 | 44,7 | 44,3 | 44,0 | 43,7 | 43,4 | 43,2 | 43,0 | 42,6 | 42,6 | 42,4 | 42,4 | 42,3 | 42,4 | 42,0 | 41,6 |
| 2 | Rm | 45,0 | 45,1 | 45,2 | 44,5 | 44,1 | 43,8 | 43,5 | 43,5 | 42,8 | 42,8 | 42,3 | 42,2 | 42,1 | 42,0 | 41,9 | 41,7 |
| 1 | Rp | 41,5 | 40,8 | 40,6 | 40,4 | 40,3 | 40,2 | 40,1 | 39,7 | 39,2 | 39,1 | 39,0 | 38,8 | 38,7 | 38,5 | 38,2 | 37,5 |
| 2 | Rp | 41,0 | 41,2 | 41,4 | 40,3 | 40,2 | 39,9 | 39,5 | 39,2 | 39,2 | 38,8 | 38,2 | 37,8 | 37,5 | 37,2 | 36,7 | 36,3 |
| 3 | Rp' | 43,2 | 43,0 | 42,7 | 43,3 | 41,8 | 41,4 | 40,9 | 40,3 | 39,9 | 39,5 | 39,3 | 39,0 | | | | |
| 4 | Rp' | 43,5 | 43,0 | 42,5 | 41,9 | 41,2 | 40,6 | 40,1 | 39,6 | 39,2 | 38,9 | 38,6 | 38,3 | 38,2 | 38,0 | | |

Примечание. Образцы 1 и 2 Э. А. Дунин-Барковской. Замеры выполнены в ИГЕМе Л. Н. Вильсовым на установке „ПИОР“, (направление колебаний поляризатора перпендикулярно плоскости падения: объектив 3„в“ фирмы Лейтц, эффективная апертура 0,08, монохроматичность излучения 32 нм, эталон — кремний, аттестованный в НФЛ в Англии), воспроизводимость измерений не ниже $\pm 0,3\%$; обр. 3 Нечелюстова, Минцера и др. (1973), обр. 4 Соболевой и др., (1973).

Анализ свинцово-висмутовой сульфосоли (№ 1), выполненный на зонде, соответствует бессурьмянистому аналогу кобеллита. Установление такой сульфосоли свидетельствует о возможности существования группы минералов кобеллитового ряда, отличающихся от тинтинантового,

Т а б л и ц а 33

Химический состав кобеллита и висмутотинтинанта из Устарасая, вес. %

| Элемент | Кобеллит | | | | Висмутотинтинант | | | |
|----------------------------|----------------------------------|--|---------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|--------|
| | | | | | | | | |
| Pb | 38,60 | 40,57 | 43,72 | 40,01 | 33,80 | 34,4 | 34,1 | 35,11 |
| Ag | | | 0,09 | 0,30 | | | | |
| Fe | 1,00 | 3,20 | 0,57 | 1,46 | | | | |
| Cu | 1,00 | 0,46 | 1,33 | 1,07 | | | 0,4 | |
| Bi | 41,5 | 24,74 | 24,60 | 30,54 | 46,41 | 40,5 | 40,3 | 36,44 |
| Sb | | 9,40 | 10,85 | 8,12 | 2,59 | 7,4 | 7,5 | 10,44 |
| S | 19,0 | 18,77 | 18,08 | 17,08 | 16,15 | 17,8 | 18,17 | 18,58 |
| Нераствори- мый остаток | | 2,74 | 0,68 | 1,44 | | | | |
| Сумма | 101,1 | 99,88 | 100,04 | 100,02 | 98,95 | 100,1 | 100,07 | 100,57 |
| Аналитик | Е. М. Ко- сяк (на зонде) | Н. Г. Шумкова | (химический анализ) | | Г. М. С- ташков (на зон- де) | Н. В. Зелен- ская (на зонде) | Г. М. С- ташков (на зон- де) | |
| Автор | Э. А. Дуни- н-Барков- ская | Н. В. Не- челюс- тов, Э. Ф. Минцер и др. (1973) | Л. Н. Со- боле- ва (1973) | Э. А. Дуни- н-Барков- ская | Э. А. Дуни-н-Барковская | | | |

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе „Ка-мека“. Эталон на Bi и Sb — чистые металлы, на Pb и S — галенит.

козалитового и лиллианитового. В них также могут быть как висмутые, так и сурьмянистые аналоги и частичный изоморфизм между Sb и Bi.

Из элементов-примесей в пробах кобеллита с вростками других сульфидов висмута установлены Se, Te, Ag, Au.

| Элемент | Пределы содер- жания | Среднее арифме- тическое | Количес- тво проб |
|---------|-------------------------|-----------------------------|----------------------|
| Se, % | 0,06—0,21 | 0,089 | 8 |
| Te, % | 0,10—2,24 | 0,636 | 8 |
| Ag, % | 0,01—1,8 | 0,54 | 17 |
| Au г/т | 0—90,5 | 3,93* | 6 |

* без учета ураганного содержания в 90, 5 и 44 г/т.

Рентгеновские исследования кобеллита из Устарасая приводятся в работах М. С. Сахаровой (1955), Н. В. Нечелюстова, Э. Ф. Минцера и др. (1973), Л. Н. Соболевой (1973), а также выполнены Э. А. Дунин-Барковской и Н. В. Троненок по порошкограммам, снятым из микроколичества вещества, извлеченного из полированного шлифа с последующим закатыванием в клеевые шарики. Сравнение рентгенограмм с эталоном показывает их удовлетворительную сходимость. Главные линии: 3,56—3,51 (8—10), 3,38—3,40 (10), 3,24—3,29 (4—5), 2,85—2,87 (8—9), 2,12—2,15 (7—3).

На мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай кобеллит образует вкрапленность и гнезда в ассоциации с висмутином, пирротином, арсенопиритом, шеелитом, пиритом, халькопиритом, кварцем, кальцитом и сидеритом, часто тесно сростается с козалитом, висмутотинтинаитом и висмутоджемсонитом (Дунин-Барковская, 1966, 1969, 1970; Дунин-Барковская и др. 1968, 1974). По распространенности кобеллита месторождение уникально.

В очень малых количествах минерал отмечен в золоторудном месторождении Мурунтау (Заремба, 1968) в ассоциации с кальцитом, марказитом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, висмутином и самородным висмутом, а также в скарново-магнетит-висмутовом месторождении Чокадамбулак в сростках с козалитом.

Висмутотинтинаит — $Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$


Минерал впервые открыт в Канаде (Harris и др. 1968). В Узбекистане из месторождения Устарасай А. А. Годовиков (1972) пересчитал на формулу $Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$ анализы висмутового джемсонита из более ранних работ (Сахарова, 1955, Годовиков и др. 1971) и предложил название сахароваит сохранить за висмутовым тинтинаитом. Однако на приведенной рентгенограмме (Сахарова, 1955) с интенсивными линиями (7—8)—3,41; (5—6)—2,72; (5—6)—2,03 отсутствует линия (10)—3,51—3,53, типичная для висмутового тинтинаита ((Harris и др. 1968). Поскольку висмутовый джемсонит обнаружен нами на месторождении Устарасай с помощью микрозонда, по-видимому, целесообразней название сахароваит оставить за ним, как это было предложено И. Костовым.

Висмутотинтинаит диагностирован нами на Устарасе с помощью микрозонда во всех четырех проанализированных образцах свинцово-висмутовых сульфоселей.

Этот минерал макроскопически не отличим от кобеллита и оптически почти не отличается от него под микроскопом. Он обычно сростается с висмутином и висмутовым джемсонитом и является распространенным минералом руд.



Fig. 1. A large, irregularly shaped, reddish-brown, textured object, possibly a fossil or mineral specimen, set against a black background.



Друза кристаллов самородной серы из Шорсу, ум. 3 раза.
Коллекция Геологического музея МГ УзССР.

Химические анализы висмутотинтинита приведены в табл. 33, а их расчет на 30 атомов в ячейке $Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$ — ниже.

- ан. 5. $Pb_{5,38}(Bi_{7,32}Sb_{0,70})_{8,02}S_{16,6}$
ан. 6. $Pb_{5,1}(Bi_{5,94}Sb_{1,87})_{7,83}S_{17,07}$
ан. 7. $(Pb_{4,98}Cu_{0,19})_{5,16}(Bi_{5,83}Sb_{1,86})_{7,69}S_{17,13}$
ан. 8. $Pb_{5,04}(Bi_{5,18}Sb_{2,55})_{7,73}S_{17,46}$

Отношение висмута к сурьме по этим анализам соответственно составляет: 10,4; 3,2; 3,1; 2.

На рентгенограмме одного из образцов «висмутового джемсонита» (Годовиков, 1971) присутствуют сильные линии висмутотинтинита: 3,55 (8); 3,38 (10).

Козалит — $Pb_2Bi_2S_5$

Козалит встречен в Чаткало-Кураминских горах на медно-висмутовом месторождении Ташкескен Кошмансайского рудного поля (Аполлонов, 1966), на мышьяково-висмутовом Устарасай (Дунин-Барковская, 1966, 1970, 1973; Соболева, 1967; Назирова, 1968; Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971), в кварцевых жилах Чаваты и Чепташа в связи с висмутовой минерализацией (Назирова, 1968), в золоторудных жилах Кочбулака (Маркова, 1969). Козалит — один из главных висмутовых минералов железо-висмутового месторождения Чокадамбулак (Наумова, Сидоренко, 1965; Голованов и др., 1965; Королева, Котенева, 1967; Королева, Клемперт, 1970).

На Устарасе описываемый минерал образует гнезда, кристаллические сростки параллельно оси «с», игольчатые кристаллы, инкрустирующие кальцитовые выделения в кварцевых жилах. Иногда встречаются агрегаты двух тонкоперемежающихся фаз — козалита и кобеллита — в виде полос шириной 1—20 м. Размер сростшихся агрегатов до 3 см в длину и 0,5 см в ширину. На Чокадамбулаке выделены две морфологические разновидности: шестоватые кристаллы длиной 0,5—1,5 мм, присутствующие среди лучистых агрегатов актинолита, и мелкозернистая (0,1—0,5 мм) в трещинах среди магнетита, пирита и халькопирита.

Электронная микроскопия для эпитаксиальных сростаний кобеллита и козалита из Устарасая проведена на электронном микроскопе «Tesla В—S—242» со свежего излома методом одноступенчатых угольных реплик (аналитик И. Д. Беляева, ИМГРЭ).

Микротвердость козалита в разных сечениях колеблется от 51 до 189 кг/мм².

| Сечение | Устарасай | Чокадамбулак | Чепташ | | | | |
|--|--|--------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------|
| Параллельно удлинению кристалла по оси „с“ | 139—129 | (134) | 189 | 159 | 109—118 | — | 120—160 |
| Перпендикулярно удлинению кристалла по оси „с“ | — | — | — | — | — | 51 | — |
| Косые сечения неправильной линзовидной формы | 90—102 | (96) | 37 | 89 | 89 | 89 | — |
| Автор | Э. А. Дунин-Барковская, С. И. Лебедева | | Соболева, 1967 | Тимофеева, 1970 | Назирова, 1968 | Тимофеева, 1970 | Р. Назирова |

Макроскопически козалит имеет свинцово-серый цвет, металлический блеск.

Оптически почти не отличим от кобеллита. В иод-метиленовой иммерсии козалит немного светлее кобеллита и в отличие от него не про-

Таблица 34

Отражательная способность козалита из Устарасая, %

| R | Номер обр. | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
|----|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Rm | 1 | 46,7 | 45,9 | 45,5 | 45,1 | 44,5 | 44,4 | 44,2 | 44,1 | 43,9 | 43,5 | 43,4 | 43,2 | 43,2 | 43,1 | 42,9 | 42,8 |
| | 2 | 45,8 | 45,7 | 45,6 | 45,3 | 44,9 | 44,0 | 43,3 | 42,9 | 42,5 | 42,3 | 42,1 | 42,0 | 42,0 | | | |
| Rp | 1 | 41,5 | 41,2 | 40,9 | 40,2 | 40,3 | 40,2 | 39,8 | 39,5 | 39,5 | 39,2 | 39,0 | 38,8 | 38,8 | 38,6 | 38,4 | 38,4 |

Примечание. Замеры обр. 1 выполнены Л. Н. Вьяльсовым на приборе ПИОР в ИГЕМе; обр. 2 замерен Л. А. Логиновой на ФМЭ—1 в ИМГРЭ (Соболева, 1967).

травливается. Отражательная способность козалита из Чокадамбулака составляет (Наумова, Сидоренко, 1965) 41,6—49,1%. Отмечается заметная дисперсия отражательной способности (табл. 34). Двуотражение в воздухе заметно слабое, усиливается в иммерсии с цветным эффектом в зеленоватых тонах. Анизотропия отчетливая, в серо-коричневых тонах.

В химический состав козалита из Устарасая входит до 5,09% примеси Sb (табл. 35). Возможно, часть сурьмы присутствует за счет примеси кобеллита, а часть входит в решетку минерала, изоморфно замещающая висмут.

Сурьмянистый козали́т в литературе известен (Ермилова, Сендерова, 1955). В минерале из Чаваты установлено — 0,0п г/т Au, 1800 г/т Ag, из Устарасая—3941 г/т Ag, 0,0—90,5 г/т Au. Золото содержится только в пробах с высоким содержанием серебра.

Э. А. Дунин-Барковская изучила закономерности распределения химических элементов в козали́те из эпита́ксических сростков с кобеллитом (Бадалов, Голованов, Дунин-Барковская, 1971). Исследование проводилось методом площадного сканирования с получением растровых картин на рентгеновском микроанализаторе «Камека» Т.Т. Абструком. Установлено, что Pb, Bi и S в фазе козали́та — главные элементы, Sb равномерно рассеивается легким фоном, Cu дает концентрации во включениях халькопирита.

Рентгенограммы козали́та из Устарасая, Ташкескена, Саргардона и Чокадамбулака соответствуют эталону. Параметры козали́та из Чокадамбулака: $a = 18,93$; $b = 23,83$; $c = 4,07 \pm 0,02$ Å, близкие к приводимым в справочниках. Главные линии 3,40—3,45 (10), 2,96—2,97 (8—10), 2,84—2,80 (5—9), 1,914 (5—6).

Козали́т встречается в виде мономинеральных выделений, эпита́ксических сростаний с кобеллитом и в сростках с висмутином и галеновисмутитом, которые он нередко замещает. Козали́т на всех месторождениях выделяется после арсенипирита, магнетита, пирротина, пирита, висмутина, шеелита, галеновисмутина, но до теллуридов висмута, самородного висмута и золота. Козали́т встречен в следующих ассоциациях: 1) кварц-шеелит-пирротин-кальцит-висмутин—(кобеллит, козали́т)—жозеит-самородный висмут (Устарасай); 2) кварц—шеелит—молибден—кальцит—козали́т (Чепташ); 3) актинолит—арсенипирит—кальцит—висмутин—козали́т (Чокадамбулак); 4) кварц—вольфрамит—сфалерит—галенит—козали́т (Саргардон).

Козали́т — типичный гидротермальный минерал, образующийся при температурах 200—250°C. В скарновых месторождениях выделяется в ассоциации с другими висмутовыми сульфидами после отложения магнетита, арсенипирита и висмутина. В грейзеново-жильных — после вольфрамита, совместно с другими сульфидами Pb, Zn. В жильных

Таблица 35

Химический состав козали́та, вес %

| Элемент | Козали́т из Чокадамбулака (Наумова и др., 1965) | Сростки козали́та и кобеллита из Устарасая (Дунин-Барковская) |
|----------------|---|---|
| Pb | 28,17 | 33,97 |
| Bi | 27,85 | 29,53 |
| Cu | 0,06 | 2,32 |
| Sb | 0,01 | 9,70 |
| Ag | 0,006 | 1,27 |
| Fe | — | 1,41 |
| As | — | — |
| S | 16,84 | 17,28 |
| Zn | — | 0,03 |
| Примеси | 27,00 | 3,9 |
| Si, Al, Ca, Mg | — | — |
| Сумма | 99,93 | 99,41 |
| Уд. вес | 6,14 | — |

и вкрапленно-метасоматических висмутовых месторождениях козалиит образуется в одну из ранних стадий рудоотложения после кварца, шеелита, сульфидов железа и висмутита (Устарасай) или кварца, молибденита, шеелита, висмутита (Чепташ, Чавата).

В условиях гипергенеза козалиит замещается бисмутиком или разлагается с выделением самородного висмута.

Штернбергит — AgFe_2S_3

По данным И. М. Юдина (1971), на флангах золоторудного месторождения Мурунтау в Центральных Кызылкумах осадочно-метаморфические и метасоматические породы содержат однотипную тонкораспыленную вкрапленность сульфидов. Среди них штернбергит образует тонкие включения в пирротине совместно с халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом, ильменитом, валлериитом, кубанитом, золотом и др.

Тонкорассеянная сульфидная минерализация имеет осадочно-метасоматический генезис.

Бурнонит — PbCuSbS_3

Бурнонит обычно встречается в ограниченных количествах во многих месторождениях Кураминского хребта, в некоторых Чаткальского и в Южном Узбекистане. Впервые он установлен в 1934 г. в Такели Ф. И. Вольсоном (1936) и охарактеризован Е. А. Радкевич (1940). Минерал изучен слабо и в основном дается его минераграфическая характеристика.

В полированных шлифах в отраженном свете бурнонит серый со слабым голубоватым и зеленоватым оттенком, на контакте с блеклой рудой слабозеленоватый (Северный Кантау, Канимансур). Отражательная способность ниже галенита и буланжерита, но выше тетраэдрита, $R=33,7\%$ (Северный Кантау). Рельеф выше по сравнению с галенитом и ниже, чем у тетраэдрита. Анизотропен, часто отмечаются неровные и паркетного облика полисинтетические двойники. В иммерсии густые красные внутренние рефлексы. Минерал не травится HCl , HNO_3 , KCN , чернеет от паров «царской водки».

Микротвердость 169—208, средняя из 6 замеров — 190 кг/мм^2 (Такели).

В Такели бурнонит образует вкрапленность в кварцевых прожилках в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, галенитом и тетраэдритом. Прожилки секут арсенопиритовые рудные тела. Бурнонит часто располагается на контакте между галенитом и тетраэдритом и, по мнению Е. А. Радкевич (1940), является реакционным образованием,

возникшим в результате воздействия растворов на указанные два минерала (Вольфсон, 1936; Радкевич, 1940; Королева, 1941).

В Северном Кантау бурнонит встречен в незначительных количествах в висячем боку линзообразной полиметаллической залежи. В тесном сростании с блеклой рудой и галенитом он выполняет пространства между идиоморфными зернами пирита и образует прожилки и гнезда в серпентинизированном известняке. Реже бурнонит отмечается в виде мелких (0,2 мм) включений в менегините, либо образует тонкие графические сростания с геокронитом (Дуброва, Филимонова, 1962; Дуброва, Титов, 1965).

В Кочбулакской золотоносной кварцевой жиле микроскопически мелкие выделения бурнонита (0,005—0,3 мм) приурочены к тетраэдриту в ассоциации с галенитом, петцитом и золотом.

Во всех остальных месторождениях Кураминского хребта — Канимансуре, Замбараке, Алтынтюпкане бурнонит представлен мелкими редкими включениями в галените размером в сотые доли миллиметра.

В Устарасайском мышьяково-висмутовом месторождении в Чаткальском хребте, по данным Э. Ф. Минцера, бурнонит вместе с галенитом, сфалеритом, буланжеритом приурочен к прожилкам кварц-кальцитового состава мощностью 2—3 см, секущим массивные арсенопиритовые тела.

В Южном Узбекистане минерал известен в Хандизе, Вуары и Уолсахе (Панкратьев, Михайлова, 1971). Он образует включения размером 0,08 мм, располагающиеся по границам зерен галенита и в виде прерывистых каемок вокруг них.

Айкинит — $PbCuBiS_3$

Впервые айкинит установлен в Кураминском хребте в рудных жилах Табошара и Адрасмана (Радугина, Разина, 1935; Королева, 1941; Смирнов, 1940). В последующие годы он был описан А. С. Кудрявцевым, Н. Н. Королевой, Е. А. Котеневой, Р. Н. Кузьминой в Джузуме, Тереклиджилге, Чукурджилге, Алмадоне, Адрасмане и Канимансуре. Более всего айкинит распространен в Тарыэкане (Минцер, 1969; Болдырева, Чернышева, 1972). В Чаткальском хребте минерал установлен в Кошмансайском рудном поле В. Н. Аполлоновым (1966) и И. М. Головановым.

Айкинит образует овальные и неправильной формы выделения размером 0,01—4 мм, игольчатые, копьевидные и пластинчатые кристаллы (до 1,5 см в длину) и их сростки. Выделения айкинита встречаются в халькопирите в виде игольчатых или угловатых вrostков. В нем наблюдаются включения галенита, золота. Иногда айкинит сростается с матильдитом или образует мирмекитовые сростания с галенитом. Выделяется айкинит обычно в жильной массе кварца и карбоната

или в галените. На гранях кристаллов отмечается штриховка, хрупок, излом неровный, спайность отсутствует.

Микротвердость айкинита из месторождений Восточного Карамазара колеблется в разных сечениях в следующих интервалах: 202—255, 181—219 и 127—131 кг/мм² (Королева, Котенева, 1967), и 203—237 (H_{ср}=220), 237—268 (H_{ср}=252), K_н=1,12 при нагрузке 50 г (Болдырева, Чернышева, 1972), а из Ташкескена — 110—120 кг/мм². Окраска айкинита темная, свинцово-серая, блеск металлический.

Оптические свойства минерала обычные. Двухотражение заметное — от кремовато-белого и белого (по параллельной оси *c*) до слегка коричневатого (перпендикулярно оси *c*), сильно анизотропный с цветным эффектом от зеленоватого до светло-коричневого. В скрещенных николях в айкините из Кошмансайского рудного поля видна зернистая структура, а из Восточного Карамазара — перистая и лучистая.

Некоторые зерна айкинита в агрегатных скоплениях (Тарыэкан) полисинтетически сдвойникованы. Двойники имеют веретенообразную форму и часто перекрещиваются под углом 70°. Отражательная способность для волн разной длины находится в пределах 41,5—42% по R_p и 47—50% по R_g (Тарыэкан). Айкинит из Тарыэкана имеет следующий состав:

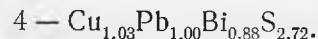
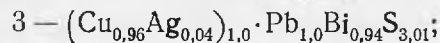
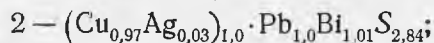
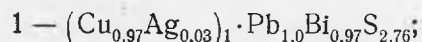
Обр. 1: Cu — 11,07; Ag — 0,69; Pb — 37,11; Bi — 36,68; S — 15,81;

Обр. 2: Cu — 10,91; Ag — 0,69; Pb — 36,44; Bi — 35,34; S — 16,01;

Обр. 3: Cu — 10,39; Ag — 0,68; Pb — 36,96; Bi — 35,09; S — 16,23;

Обр. 4: Cu — 12,0; Ag — сл. Pb — 38,0; Bi — 35,0; S — 16,0.

Анализы обр. 1—3 выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS—46 фирмы «Камека» Ю. П. Удаловым (Болдырева, Чернышева, 1972), а 4 — по Э. Ф. Минцеру. Приведенному составу отвечают формулы:



По данным спектральных анализов айкинит из Кошмансая, Чукурджилги и Тарыэкана содержит примеси Ag (до 1%), Zn (0,1—1%), Cd (0,001—0,06%), Sb (0,03—0,1%) и Te — (1—3%), а в айкините из Алмалы отмечается Au — 1,5—2 г/т. Большинство из перечисленных элементов связано с включениями посторонних минералов.

Рентгенограммы айкинита из Кошмансая и Тарыэкана показали хорошую сходимость с эталоном из Березовска.

Айкинит в Кошмансайском рудном поле (Ташкескен) находится в ассоциации с халькопиритом, гематитом, тетрадимитом, висмутином и шеелитом. Он встречается в кварцевых прожилках и гнездах среди калишпат-турмалиновых метасоматитов. В Тарыэкане вкрапленность минерала встречена в кварц-пирит-халькопиритовых, сфалерит-галенитовых и кварц-гематитовых жилках размером 3—5 мм. Чаще всего айкинит образует мирмекитовые сростания с галенитом, замещает в различной степени халькопирит, встречается в кварце, хлорите, блеклой руде. По данным А. И. Тишкина, М. М. Болдыревой и В. Ф. Чернышевой, на верхних горизонтах преобладает айкинит в сростании с галенитом, а на глубоких — собственно айкинит.

В Табшаре минерал представлен тонкопризматическими скоплениями в сульфидно-хлоритовой массе размером до 3 см. Айкинит в различной степени замещает халькопирит, откладывается по трещинам в арсенопирите, кварце и сидерите.

В восточно-карамазарских медно-висмутовых месторождениях айкинит иногда находится в графическом сростании с висмутином (Алмадон) и выделяется на стыке зерен эмплектита и виттихенита с халькопиритом, гематитом и пиритом.

В зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения по айкиниту развивается бисмутит, малахит, халькозин, ковеллин.

Рецбаниит — $Pb_3Cu_2Bi_{10}S_{19}$

Минерал типа рецбаниита

Минерал типа рецбаниита установлен на месторождении Устарасай в Чаткальском хребте (Сахарова, 1955) и в Алмадоне в Кураминских горах А. С. Кудрявцевым. В Кошмансайском рудном поле на месторождении Ташкескен рецбаниит выявлен по микроскопическим наблюдениям (Аполлонов, 1966). Судя по имеющимся данным, перечисленные минералы отличаются друг от друга, поэтому описание их приведено раздельно.

Рецбаниит из Ташкескена представлен тончайшими каемками вокруг зерен висмутита. Изредка от каемок в центр зерен висмутита отходят тонкие прожилки и мирмекитоподобные вrostки.

Отражательная способность немного ниже, чем у висмутита, более слабое двуотражение и анизотропия. Вrostки рецбаниита пересекают двойниковые швы висмутита. При травлении концентрированной HCl минерал быстро темнеет, в то время как висмутин лишь покрывается радужной пленкой.

Рецбаниит из Алмадона приурочен к кварц-пирит-халькопиритовым жилам с гематитом. Он образует вкрапленность размером до 1,5 мм, тонкопризматические кристаллы размером 4 см×1—3 мм.

Цвет стально-серый с желтоватым оттенком, блеск металлический. Уд. вес 6,2—6,4. Микротвердость от 123 до 175, средняя 145 кг/мм².

В полированных шлифах в отраженном свете белый, двуотражение в воздухе слабое, усиливается в иммерсии. Анизотропия ясная с цветным эффектом в розовато-серых тонах. Полуколичественным спектральным анализом в минерале установлено много Cu, Pb, Bi, около 1% Ag, 0,0—0,0п% Mo, W, Sb, As, Zn, Cd. Примесь Ag А. С. Кудрявцев связывает с субмикроскопическими включениями матильдита, павонита (?), Mo — с молибденитом, W — с вольфрамитом.

Рентгенограмма близка к эталону рецбаниита, но сходна по отдельным линиям с висмутином и кобеллитом.

Рецбаниит приурочен к призальбандовым частям жил. Минерал корродирует кварц, пирит, гематит. С халькопиритом образует тесные взаимопрорастания и замещает его.

Минерал типа рецбаниита установлен в Устарасае в кварц-висмутиновых жилах. Макроскопически он отличается от висмутина и устарасита более темным свинцово-серым цветом и сплошным массивным строением агрегатов. В отраженном свете белый, резко анизотропный, заметно двуотражает.

Минерал травится HNO₃ (1:1), HCl (1:1) и FeCl₃; HgCl дает ирризирующие пленки. Остальные травители на него не действуют.

Химический анализ материала с включениями самородного висмута показал следующие результаты (вес. %): Bi — 55,50; Sb — 4,56; Pb — 22,80; Cu — 0,00; Fe — 0,50; As — 0,00; нерастворимый остаток — 0,55; S — 16,30 (аналитик В. М. Сендерова). После исключения части Bi на самородный висмут и Fe на лимонит минерал пересчитан на формулу: 4PbS · 5(Bi, Sb)₂S₃.

На рентгенограмме этого минерала имеются очень сильные линии: 3,505; 1,721 и сильные: 3,382; 1,938. Рентгенограмма не имеет полного сходства с каким-либо минералом, но близка к Pb—Bi сульфидам.

Клапротит — Pb₄(Bi, Sb)₂S₉

Минерал редкий и достоверно не определен. Нафилд считает его смесью виттихенита и эмплектита («Минералы», т. 1). В Узбекистане отмечался в кварцевой жиле скарново-шеелитового месторождения Лянгар (Мясников, 1951) и в медно-висмутовом месторождении Кызылгут (Мойсеева, 1969), встречается в ряде месторождений Кураминского хребта: Адрасмане и Маразбулаке (Королева, 1941), Каракате (Кай-

нова, 1950), Тарыэкане (по А. И. Тишкину) и в Канмансуре (Королева, Котенева, 1970).

Образует игольчатые кристаллы размером 0,1—2 мм, каемки вокруг эмплектита и виттихенита или врослки в халькопирите. Спайность ясная, параллельна удлинению. Полируется хорошо. В отраженном свете серовато-белый с коричневым оттенком. Отражательная способность ниже, чем у висмутита. Двуотражение ясное—от светло-серого до сероватого с коричневым оттенком. Анизотропия сильная. При травлении HNO_3 становится коричневым.

Клапротит встречается в парагенезисе с айкинитом, халькопиритом, виттихенитом и эмплектитом в кварц-сульфидных жилах и рудных телах гидротермального генезиса.

Бертьерит — FeSb_2S_4

Бертьерит известен на месторождении Пайбулак в Кураминском хребте (Клемперт, 1964), где слагает до 5% массы сурьмяных залежей. Он представлен мелкозернистыми агрегатами, очень редко тонкоигольчатыми кристаллами размером до 1 см.

Цвет галениново-серый, блеск металлический, черта черная, хрупок. Уд. вес 4,65. Микротвердость 169 кг/мм².

В отраженном свете белый с розовато-коричневым оттенком. Отражательная способность по визуальной оценке $R_g=40\%$, $R_p=30\%$. Двуотражение в воздухе очень сильное с изменением цвета от белого до розовато-коричневого. Анизотропия сильная с цветным эффектом от зеленоватого до коричневого. Внутренние рефлексии не обнаружены. Относительный рельеф несколько выше, чем у антимонита. Полируется хорошо. По прочерчиванию мягкий. При травлении КОН буреет, травится HNO_3 без вскипания. Воздушное травление проявляется через очень длительное время.

Спектральным анализом в бертьерите установлены: Sb, Fe > 1%; Si — 0,6%; Mn, Al — 0,3%; Pb — 0,03%; Zn — 0,01%; Cu — 0,006%; V — 0,003%; Bi, Ni — 0,001%.

Главнейшие линии рентгенограмм бертьерита 4 (3,68), 6 (3,17), 7 (3,01), 6 (2,86), 8 (2,61), 5 (2,54), 6 (1,876) совпадают с эталоном.

Бертьерит-антимонитовые рудные тела на Пайбулаке слагают линзы, жилы и прожилки неправильной формы, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до двух метров. Текстура массивная, брекчиевидная и вкрапленная. В состав этих руд, кроме главных минералов (антимонита и бертьерита), входят пирит, арсенипирит, самородная сурьма, полибазит, самородное золото, киноварь. Соотношение антимонита, бертьерита и всех других сульфидов приблизительно 20:1:0,п.

Бертьерит развивается по периферии антимонитовых скоплений, замещая их, нередко до полных псевдоморфоз. Замещает пирит, арсенипирит, сфалерит, содержит включения самородной сурьмы.

Парагенезис минералов указывает на кристаллизацию бертьерита при низкой температуре в условиях повышенной концентрации железа и некоторого дефицита серы.

Джемсонит — $Pb_4FeSb_6S_{14}$

Редкие находки джемсонита отмечаются в рудных месторождениях Кураминского хребта: арсенипиритовом Гайнаккане (Королева, 1941); медно-висмутовом Адрасмане (Радугина, Разина, 1935; Янишевский, Харитонов, 1935), золоторудном Кочбулаке (Маркова, 1969), полиметаллическом Замбараке (Лурье, 1969). В Чаткальском хребте известен в арсенипиритовом месторождении Чепташ и Бричмулла (Дунин-Барковская, 1969; Назирова, 1969), в Южном Узбекистане на рудопроявлении Янгаклык (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Минерал свинцово-серого цвета, блеск металлический, микротвердость 110—140 $кг/мм^2$ (Бричмулла). Удельный вес 7,05 (Бричмулла).

В отраженном свете белый, отражательная способность высокая, резко анизотропный со слабым двуотражением.

Минерал изучен слабо, при микроскопических исследованиях руд. Джемсонит образует мелкие игольчатые включения до 2—5 мм с ромбическими сечениями в галените, арсенипирите и тетраэдрите.

Висмутовый джемсонит (сахароваит) — $PbS(Bi, Sb)_2S_3$

Джемсонит с высоким содержанием висмута (30,5%) установлен в 1949 г. на месторождении Устарасай (Пскемский хребет) и описан как новая разновидность минерала (Сахарова, 1955). И. Костов (1959), разбирая группу свинцово-висмутовых сульфосолей, выделил его как новый минеральный вид и предложил название в честь первооткрывателя — сахароваит. В дальнейшем этот минерал из того же месторождения изучали Э. А. Дунин-Барковская, минералоги из Новосибирска (Годовиков и др., 1971) и др. Минерал охарактеризован в справочнике «Минералы», т. I (1960) в разделе недостаточно изученных сульфидов.

Установлено несколько морфологических разновидностей минерала: волосовидные кристаллы, образующие лучистые агрегаты и сплошные волокнистые скопления, иногда «паутинообразно» затягивающие открытые полости. В сечении волосовидные индивиды имеют форму ромбов или неправильных четырехугольников. Длина кристаллов от нескольких миллиметров до одного сантиметра. Плотные скопления сахароваита представлены мелкозернистыми и волокнистыми игольча-

тыми и пластинчатыми агрегатами. Тонкопластинчатая разность встречается в железистом карбонате и кварце вдоль трещин или в интерстициях между чешуйками флогопита. Игольчатые выделения наблюдаются вокруг мономинеральных гнезд описываемого минерала.

Цвет свинцово-серый, блеск металлический, но по сравнению с висмутином Ви-джерсонит более темный, хрупкий.

В отраженном свете минерал белый. Двупреломление хорошо заметно с иммерсией. Отражательная способность приведена в таблице 36.

Т а б л и ц а 36

Отражательная способность висмутового джемсонита из Устарасая, %

| R | Длина волн (нм) | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 |
| Rg | 52,6 | 52,7 | 52,0 | 51,4 | 50,8 | 50,4 | 49,9 | 49,2 | 48,9 | 48,6 | 48,3 | 47,9 | 47,6 | 47,3 | 47,3 | 47,3 |
| Rm | 46,2 | 46,2 | 46,0 | 45,1 | 44,5 | 44,2 | 44,2 | 43,7 | 43,2 | 42,6 | 42,2 | 41,8 | 41,4 | 41,2 | 41,0 | 41,0 |
| Rp | 42,5 | 43,0 | 42,4 | 41,9 | 41,5 | 41,3 | 41,4 | 41,0 | 40,6 | 40,3 | 40,0 | 39,7 | 39,5 | 39,3 | 39,1 | 39,0 |

Примечание. Замеры образца Э.А. Дунин-Барковской выполнены Л. Н. Вяльсовым в ИГЕМе на установке ПИОР. Условия замера те же, что и в табл. 50

Химический анализ висмутового джемсонита М. С. Сахаровой был пересчитан на формулу $Pb_{3,84}(Sb_{3,35}Bi_{2,65})_6S_{12,84}$ (Годовиков и др., 1971). Они предполагают, что соединение $Pb_4(Sb, Bi)_6S_{13}$ является промежуточным членом изоморфного ряда от $Pb_4Sb_6S_{13}$ до $Pb_4Bi_6S_{13}$, а название сахароваит рекомендовано для последнего минерала. Однако позднее (Годовиков, 1972) этот и другие анализы висмутового джемсонита пересчитаны на формулу $Pb_5(Bi, Sb)_8S_{17}$, соответствующую тинтиниту. Таким образом, минерал под названием «висмутовый джемсонит» оказался не существующим, а название его рекомендовалось А. А. Годовиковым для висмутотинтинита.

Нами в четырех образцах свинцово-висмутовых сульфосолей из Устарасая микрондомом MS—46 «Камека» установлены фазы, химический состав которых хорошо соответствует формуле джемсонита $Pb_5Sb_6S_{14}$, в которой сурьма замещена почти полностью на висмут. Этот минерал фактически является висмутовым аналогом джемсонита. Химические анализы (табл. 37) пересчитаны на формулы. Соотношение $Bi:Sb$ стабильное по трем пробам и равно 7,2—7,5, а в одной 2,1.

Учитывая, что термин «висмутовый джемсонит» впервые был введен М. С. Сахаровой, по-видимому, целесообразно название «сахароваит» восстановить, считая его висмутовым аналогом джемсонита.

Минерал распространен в рудах Устарасая, он срстается с висмутином, висмутотингинаитом и кобеллитом в кварц-висмутиновых жилах и пирротиновых залежах. В кальцитовых гнездах среди более поздних арсенопиритовых залежей он ассоциирует с киноварью, реальгаром и самородной сурьмой.

Таблица 37

Химический состав висмутового джемсонита из Устарасая, вес. %

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------------------|------------------------------|---------------------------|-------|-----------------------------|------|
| Pb | 32,25 | 36,49 | 38,05 | 37,7 | 36,8 |
| Fe | 1,39 | 1,00 | — | — | — |
| Cu | 0,30 | 1,23 | — | — | — |
| Bi | 30,50 | 34,04 | 41,37 | 41,8 | 40,3 |
| Sb | 16,50 | 9,39 | 3,19 | 3,4 | 3,2 |
| S | 16,48 | 17,82 | 16,48 | 17,1 | 16,5 |
| Te | — | — | — | 0,3 | 0,3 |
| Нераств. остаток | 1,59 | — | — | — | 96,5 |
| Сумма | 100,15 | 99,97 | 99,05 | 100,3 | — |
| Аналитик | Сендерова М.С., химанализ | Сташков Г.М., на зонде | | Зеленская Н.В., на зонде | |
| Автор | Сахарова, 1955 | Э. А. Дунин-Барковская | | | |

Химические формулы висмутового джемсонита из расчета на 25 атомов и отношение висмута к сурьме:

| | | |
|---|--|-----|
| 1 | $[Pb_{3,9} (Fe_{0,6} Cu_{0,1})_{0,7}]_{4,6} (Bi_{3,7} Sb_{2,8})_{6,5} S_{13,8}$ | 1,3 |
| 2 | $[Pb_{4,36} (Fe_{0,44} Cu_{0,48})_{0,92}]_{5,28} (Bi_{4,03} Sb_{1,91})_{5,94} S_{13,77}$ | 2,1 |
| 3 | $Pb_{4,98} (Bi_{5,37} Sb_{0,71})_{6,08} S_{13,94}$ | 7,5 |
| 4 | $Pb_{4,83} (Bi_{5,3} Sb_{0,74})_{6,04} (S_{14,07} Te_{0,06})_{14,13}$ | 7,2 |
| 5 | $Pb_{4,89} (Bi_{5,39} Sb_{0,73})_{6,12} (S_{13,98} Te_{0,06})_{14,04}$ | 7,4 |

Галенобисмутит — $PbBi_2S_4$

Галенобисмутит отмечен в 1940 г. Е. Ф. Зив среди скарново-полиметаллических месторождений Алтынтюпкана и в 1943 г. Е. П. Пневным в рудах Чалаты в Кураминском хребте (Карпова, 1946). В последующие годы галенобисмутит многими исследователями выявлен в Дугане, Кургашинкане, Акташкане, Чокадамбулаке, Курусае, Перевальном,

Южном Янгикане. В Чаткальских горах изучался в Устарасе (Назирова, 1968; Ильин и др., 1970; Э. Ф. Минцер и Э. А. Дуни-Барковская). В Западном Узбекистане отмечался в Тyme.

Галенобисмутит слагает гнезда мелкозернистого строения в кварцевых жилах, образует каемки замещения вокруг висмутина, состоящие из микропластинчатых и игольчатых кристалликов (Устарасай, Чокадамбулак), находится в виде отдельных игольчатых и пластинчатых кристаллов в галените (Дуган, Верхний Килинчак, Курусай, Кургашикан, Юго-Западный Карамазар). Размер гнезд до 1—2 см, отдельные кристаллы имеют длину от 0,01 до 5 мм.

Таблица 38

Химический состав галенобисмутита, вес. %

| Месторождение | Bi | Sb | Pb | Ag | Cu | Fe | S | Сумма | Автор |
|---------------|-------|------|-------|------|------|------|-------|--------|----------------------|
| Устарасай | 54,01 | 4,51 | 22,81 | 0,11 | 1,05 | 0,75 | 16,73 | 99,97 | Назирова, 1968 |
| Чокадамбулак | 55,5 | — | 27,6 | — | — | — | 17,2 | 100,30 | Ильин и др., 1970 |

Галенобисмутит обладает совершенной спайностью. Микротвердость 142—150 кг/мм² (Устарасай). Цвет стально-серый, блеск металлический.

В отраженном свете в аншлифах он белый со слабо выраженным дуотражением, отчетливо анизотропный. Травится HNO₃ (1:1) и HCl, слабо бурет от FeCl₃, чем отличается от сходных с ним висмутина и козалита.

Химический состав галенобисмутита, изученного на Устарасе и Чокадамбулаке, близок к теоретическому (табл. 38). Образец из Устарасая содержит 4,51% Sb, которую Р. Назирова склонна ввести в решетку минерала. Однако примесь сурьмы, возможно, связана с микровключениями кобеллита или джемсонита.

На рентгенограммах галенобисмутита из Устарасая к числу главных линий относятся 3,60—3,68 (4), 3,40—3,47 (10), 3,00—3,03 (6—9), 2,46—2,50 (5), 2,02—2,05 (6—9), 1,96 (4—6), 1,754—1,759 (4—6).

Минерал встречается на гидротермальном жильном висмутовом месторождении (Устарасай), скарново-магнетитовых (Чокадамбулак, Южный Янгикан), скарново-полиметаллических (Дуган, Курусай, Алтынопкан и др.), жильном свинцово-цинковом (Верхний Килинчак) и скарново-шеелитовом (Ингичке).

Галенобисмутит замещает висмутин (Чокадамбулак) и образует вокруг него каемки (Южный Янгикан), располагается часто в галените по плоскостям октаэдрической отдельности в виде продукта распада твердого раствора (Дуган). Единичные вростки игольчатых кристаллов галенобисмутита встречаются в галените других скарново-свинцово-цинковых месторождений.

В золоторудных кварцевых жилах Кочбулака галенобисмутит находится в ассоциации с теллуридами висмута и золота, блеклой рудой, висмутином, самородным висмутом и золотом. В висмутовых месторождениях он образуется позже висмутина и развивается по нему с внешней стороны кристаллов и по трещинам спайности, реже выделяется самостоятельно в виде гнезд. Для высокотемпературных скарново-полиметаллических месторождений характерны графические структуры кристаллизации галенобисмутита по плоскостям октаэдрической отдельности галенита, свидетельствующие о распаде твердого раствора.

Борнит — Cu_5FeS_4

Борнит встречается во многих медных месторождениях Узбекистана. Относительно крупные скопления гипогенного борнита обнаружены на скарново-медно-золоторудном месторождении Бозымчак, сербро-свинцово-цинковом Лашкерек, в кварцево-медно-золоторудных жилах Дандон-Чокана (Гиссар).

Борнит встречается в виде сплошных плотных масс розовато-коричневого цвета с пестрой побежалостью, мелкокораквистым изломом и низкой твердостью. Удельный вес 5,1 (Бозымчак). Микротвердость лашкерекского борнита 117 кг/мм^2 (Дунин-Барковская, 1959).

В шлифах розовато-коричневый с фиолетовым оттенком, изотропен, иногда слабо анизотропен. Характерны решетчатые структуры сростания с халькопиритом.

Результаты химических анализов борнита незначительно отличаются от его теоретического состава: уменьшается содержание меди и увеличивается количество железа за счет вростков блеклой руды, сфалерита и галенита в лашкерекском борните и халькопирита — в бозымчакском.

| <i>Компонент</i> | <i>Лашкерек</i> | <i>Бозымчак</i> |
|------------------|-----------------|-----------------|
| Cu | 59,32 | 61,25 |
| Ag | 0,72 | 0,011 |
| Au | — | 0,0012 |
| Fe | 12,14 | 12,37 |
| Zn | 0,17 | 0,05 |
| Pb | 0,08 | — |

| | | |
|-----------------|-----------------------|--------------------|
| As | 0,36 | — |
| Sb | 0,02 | 0,03 |
| S | 25,08 | 25,34 |
| Нераст. остаток | 0,64 | 1,35 |
| Сумма | 97,93 | 99,40 |
| Лаборатория | САИГИМС | МГ УзССР |
| Аналитик | Л.Л. Галкина | Е. П. Стрельникова |
| Автор | Р.Л. Дунин-Барковский | И. М. Голованов |

По данным Н. В. Нечелюстова, Б. Ф. Зленко и др. (1970), в борнитовой ассоциации минералов из скарново-халькопирит-молибденит-магнетитового месторождения Южный Янгикан (горы Моголтау) количество Se составляет 101 г/т (среднее из 3 проб), Те — 50 (3), Вi—150 (3). Борниты золотосодержащих месторождений имеют довольно высокое содержание золота.

В Бозымчаке концентрация золота в борните составляет 7—27 г/т, серебра — 115—450 г/т, в Алмалыкских медно-порфировых месторождениях Кальмакыр, Дальнее мелкие включения самородного золота и электрума (?) ассоциируют с вкрапленным борнитом в пропицитизированных сиенито-диоритах. В Дандон-Чокане (Панкратьев, Михайлова, 1970) жильный борнит содержит 2—13 г/т Au и 554—646 г/т Ag. Спектральным анализом в качестве постоянных примесей в борнитах отмечены: Ag, Pb, Вi, Mn; эпизодически встречаются Zn, Cd, Ga, V, Cr, Mo, Co, Ni.

Рентгенограммы борнита из месторождения Дальнее имеют удовлетворительное сходство с эталоном.

По условиям образования различаются два вида борнита.

1. Гипергенный борнит отмечен в ничтожно малых количествах в зонах вторичного сульфидного обогащения и в зоне окисления многих медных и медьсодержащих месторождений в ассоциации с халькозитом, ковеллином, купритом, самородной медью, теноритом и реликтами полуокисленного халькопирита.

2. Гипогенный борнит встречается во вкрапленных рудах медно-титано-магнетитовых рудопроявлений Шаваз, Акча, Беляутысай на правом берегу р. Ангрэн. Там он образует мелкую вкрапленность (0,0п—0,п мм) в ассоциации с халькопиритом, замещая магнетит и темноцветные минералы.

В скарново-золото-халькопиритовых месторождениях (Бозымчак, Куру-Тегерек) борнит-халькопиритовые руды представляя собой продуктивную золотоносную ассоциацию и выделяют позже магнетита, пирротина, пирита и кубanita в виде гнезд, вкрапленности, прожилков и неправильной формы скоплений размером 2—10 см.

В пропилизированных диоритах и сиенито-диоритах Алмалыкских месторождений борнит иногда образует зоны вкрапленных руд мощностью до 50—70 м. В таких зонах резко меняется соотношение халькопирита и борнита, оно составляет 2:1, тогда как обычное для месторождений — не менее, чем 20:1.

В рудопроявлениях Дандон-Чоканской группы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (по П. В. Панкратьеву) крупные гнезда борнита с дигенитом и халькопиритом встречены в кварцевых прожилках и зонах дробления метаморфизованных хлорит-актинолитовых сланцев.

В свинцово-серебряном месторождении Лашкерек борнит встречается в полосчатых кварц-сульфидных жилах, где полосы сульфидного состава перемежаются с полосами кварца. В них борнит образует полосы толщиной 5—7 мм или узкие (2—3 мм) прерывистые каймы в периферических частях сульфидных полос сложного состава, а также вкрапленность размером 2—3 мм и гнезда размером до 10 см.

В перечисленных месторождениях борнит обычно находится гипсометрически ниже халькопирита и с приближением к поверхности сменяется халькопиритом и блеклой рудой.

Виоларит — Ni_2FeS_4

Виоларит установлен К. М. Кромской (1970) в никель-графитовом месторождении Тасказган в Центральном Кызылкумах в качестве широко распространенного минерала.

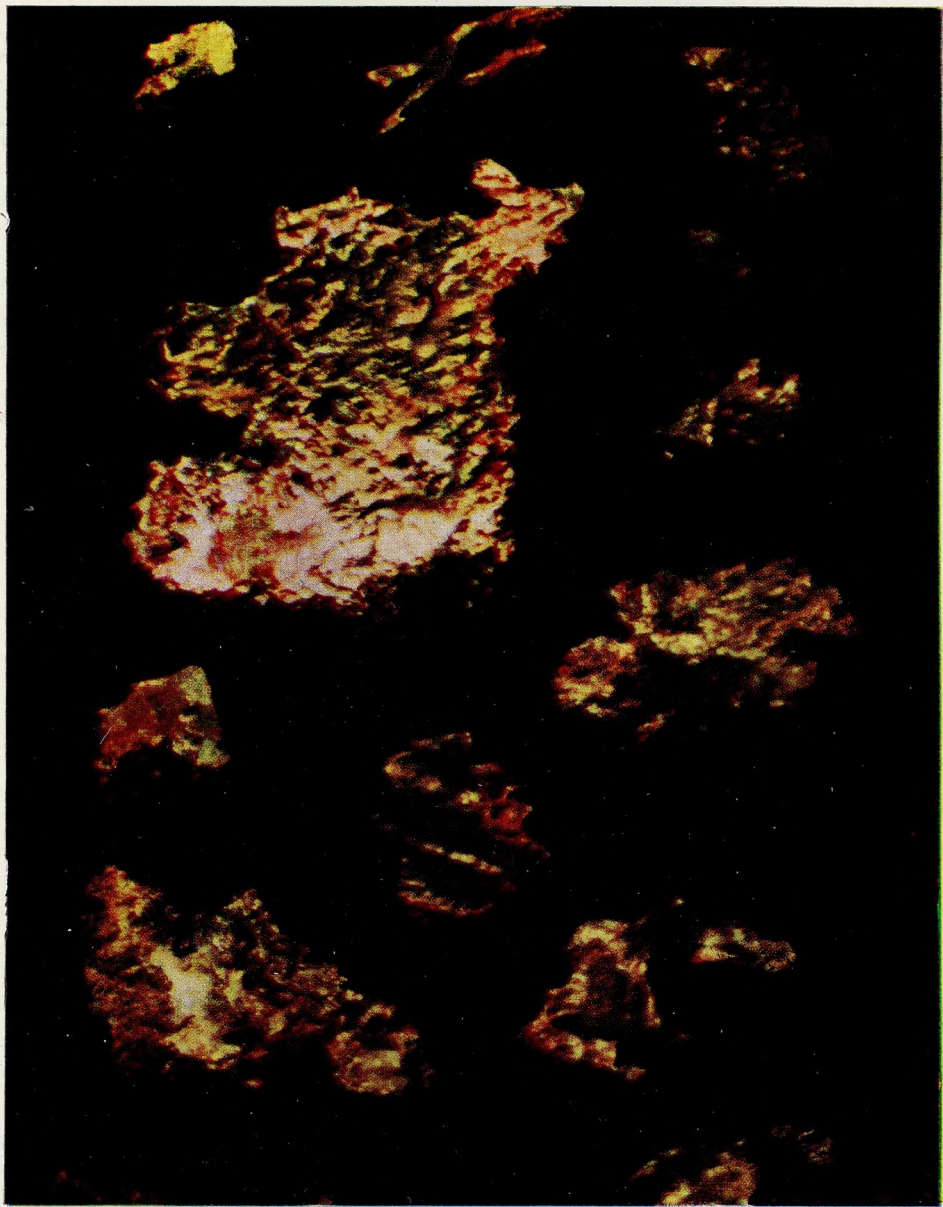
Виоларит представлен мелкозернистыми агрегатами. Форма зерен неправильная, размер от сотых долей до 2 мм.

Цвет минерала стально-сиреневый, блеск в свежем изломе металлический, с поверхности он покрыт темной пленкой. Микротвердость 412—488, средняя 432 кг/мм². В полированных шлифах коричневый, с сиреневым оттенком, изотропен, двуотражение и внутренние рефлексии не наблюдаются. Отражательная способность 38% (замерена на приборе ПООС-1 при длине волны 589 мμ). Травится HNO_3 , вскипает и окрашивается в бурый цвет.

Спектральным анализом в виоларите установлены следующие элементы: > 1% Fe, Ni; до 1% Co; 0, n% Cu; 0,00n% Ag, Pb.

Рентгенограмма отвечает эталону виоларита. К числу главных линий относятся: 2,848 (10); 2,368 (8); 1,673 (10).

Виоларит широко распространен в графитизированном габбро, проникая до глубины 700 м. Образует вкрапленность в ассоциации с бравоитом, Ni-пиритом, пирротинитом, пентландитом, арсенопиритом, герсдорфитом. Замещает пентландит, частично пирротин и находится в тесном растании с бравоитом.



Золотыны из месторождений Узбекистана, ув. 25 раз.

Бетехтинит — $(\text{Cu}, \text{Fe})_{11} (\text{Pb}, \text{Ag})\text{S}_7$

Бетехтинит отмечен И. С. Волыньским и Л. А. Логиновой (1961) в рудах полиметаллического месторождения Канимансур в Кураминском хребте. Минерал установлен в полированных шлифах по характерным оптическим свойствам. Бетехтинит похож на энаргит, от которого отличается более бледным розоватым цветом. Встречается в дисперсной смеси в галенит-сфалеритовых рудах с пиритом, халькопиритом и люцитом.

И. М. Голованов (1965) высказывает предположение о присутствии разложившегося бетехтинита в рудах полиметаллического месторождения Кургашикан. Продукты разложения представлены смесью халькозина и галенита, отвечающей по составу бетехтиниту.

Кермезит — $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$

Кермезит — редкий минерал на месторождении Пайбулак (Кураминский хр.), где он образует лучистые выделения темно-вишневого цвета по антимониту. Отмечен в полуокисленных рудах месторождения Кокпатас (Рахматуллаев, 1962).

Полибазит — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$

Наличие полибазита в полиметаллических рудах Кармазара отмечают многие исследователи (Наследов, 1935; Радугина, Разина, 1935; Вольфсон, 1935; Подвигин, 1937; Арапов, 1936). Более полные данные приводятся в работах Г. И. Ионис (1962) и Л. М. Лурье (1969) по Замбараку, М. Р. Еникеевым и Л. В. Сквалецкой (1958) по Алтынтопкану и В. М. Турлычкиным по Канджолу. В последние годы полибазит установлен в Южном Узбекистане (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Минерал слагает зернистые агрегаты, отдельные зерна и мелкие кристаллики (0,5—1,0 мм) в виде гексагональных табличек в пустотах среди галенита (Замбарак; рис. 40).

Окраска железо-черная, блеск алмазный, в очень мелких осколках просвечивает вишнево-красным цветом. Минерал хрупкий, уд. вес 6,308, микротвердость 107,5—114,4 кг/мм² (Алтынтопкан).

В шлифах в отраженном свете серо-белый с зеленоватым оттенком, отражательная способность 30%. Двухотражение очень слабое, от зеленоватого до синевато-серого. Слабо анизотропный. Иногда имеет крас-



Рис. 40. Кристалл полибазита из Замбарак (Ионис, 1962).

ные внутренние рефлексы, видимые в иммерсии по трещинам. В полибазите из Южного Узбекистана рефлексы не наблюдаются.

Химический анализ полибазита из Алтынтопкана показал заниженное содержание сурьмы по сравнению с теоретическим составом, значительное количество меди и немного ртути, изоморфных с серебром. Мышьяка мало. Приводим химический состав полибазита из северной группы Алтынтопкана (вес. %).

| Компонент | Обр. 239 |
|-----------|----------|
| Ag | 68,37 |
| Cu | 8,68 |
| Hg | 0,10 |
| Sb | 5,05 |
| As | 0,40 |
| S | 15,40 |
| Прочие | 2,24 |
| Сумма | 100,19 |

Примечание. Выделение полибазита размером до 1 см в кварцевой жиле, секущей пироксеновые скарны. Лаборатория треста Средазцветметразведка, аналитик Т. Т. Мухова (Еникеев, Сквалецкая, 1958).

Рентгенометрические исследования показали близкую сходимость межплоскостных расстояний полибазита из Алтынтопкана и Замбарак с эталоном.

Полибазит в небольших количествах выделяется в рудах Восточнокарамазарских полиметаллических месторождений (Замбарак, Тарыэкан, Лашкерек, Канджол, Канимансур), известен в скарново-полиметаллических месторождениях северной группы Алтынтопкана, Южной Дарбазы и в золоторудном месторождении Кочбулак. Он образует мельчайшие включения в галените каплевидной и червеобразной формы размером от 1—5 до 0,005—0,10 м. В Канджоле полибазит слагает включения и прожилки в сульфидной руде.

В северной группе Алтынтопкана полибазит совместно со стефанитом образует вкрапленность в кварцевой жиле, секущей пироксеновые скарны. Иногда в пустотах жилы имеются мелкие кристаллики. Минерал тесно ассоциирует с галенитом, халькопиритом и серебряными сульфосолями.

В Южном Узбекистане полибазит в колчеданно-полиметаллических месторождениях Южный Карасан и Хандиза образует включения в галените размером 0,12×0,08 мм (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Стефанит — Ag_5SbS_4

Имеются указания у М. Р. Еникеева и Л. В. Сквалецкой (1958) о наличии стефанита в рудах Северного Алтынтапкана, где он присутствует в сростании с полибазитом в виде зерен размером 0,1—0,5 мм.

В шлифах минерал серовато-белый с фиолетово-розовым оттенком, двуотражение с цветным эффектом от серовато-белого до розовато-коричневого, слабо анизотропен, внутренних рефлексов нет. Микротвердость находится в пределах 25,6—46,9 кг/мм².

В ничтожных количествах стефанит отмечен М. И. Моисеевой в золоторудном месторождении Чадак. Минерал образует тончайшие вросстки в пирите размером 0,001—0,003 мм изометричной формы, ассоциирующие с равновеликими вростками галенита, сфалерита, арсенипирита, халькопирита и электрума.

Виттихенит — Cu_3BiS_3

Имеются данные С. Т. Бадалова о единичной находке виттихенита в медно-молибденовом месторождении Кальмакыр, Ю. С. Глинского—в свинцово-медно-висмутовом месторождении Акташкан (Алмалыкский район). Зерна виттихенита встречены в галенитах Юго-Западного Карамазара (Еникеев, 1959), небольшие находки имеются в медно-висмутовых месторождениях Адрасман, Маразбулак, Джелтимас (Радугина, 1935; Королева, 1941), в Тарыэкане (по А. И. Тишкину), Джузуме и Алмадоне (А. С. Кудрявцев).

В Чаткальском регионе единичные зерна виттихенита встречены в мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай (Э. А. Дунин-Барковская, Р. Н. Кузьмина, Р. Назирова) и в медно-висмутовых рудопроявлениях Кошмансайского рудного поля (Аполлонов, 1966; И. М. Голованов, Р. Назирова и др.). М. С. Кучукова в Западном Узбекистане отмечает единичные находки виттихенита в скарново-вольфрамовых месторождениях Чаштепе, Яхтон, Ингичке и Тиллягульсай.

Виттихенит образует изометричные и пластинчатые зерна размером до 0,2 см. Цвет минерала серый, блеск металлический. В полированных шлифах в отраженном свете серовато-белый с отчетливым кремовым оттенком. Анизотропный с цветным эффектом от голубовато-розовато-серых тонов.

Рентгенограммы показывают сходство изученных выделений виттихенита из Устарасая, Алмалы и Кошмансая с эталоном. Главные линии: 3,088—3,07 (7—8), 2,83—2,85 (8—10); 2,64—2,66 (5—7). В скарновых теллуру-медно-висмутовых рудопроявлениях Кошмансая виттихенит встречается в значительных количествах в тесных сростаниях с

тетрадимитом и гипогенным борнитом. Пластинчатые выделения в борните, по-видимому, являются продуктом распада твердого раствора. В виттихените имеются мелкие включения самородного серебра и висмута, а сам он замещается тетрадимитом (Аполлонов, 1966).

В скарново-шеелитовых рудопроявлениях и месторождениях Западного Узбекистана (Чаштепе и Яхтон) виттихенит, по данным М. С. Кучуковой, образует включения неправильной формы в халькопирите из кварцево-сульфидных прожилков, секущих скарны. В Ингичке он встречается в окварцованных скарнах в ассоциации с пиритом, халькопиритом, пирротином и в виде включений в халькопирите, а в Тиллягульсае — в скарнированном доломите в ассоциации с халькопиритом, франкеитом, сфалеритом и блеклой рудой.

В скарново-полиметаллических месторождениях Юго-Западного Карамазара виттихенит известен в виде включений в галените (Еникеев, 1959).

В прожилково-вкрапленных медно-молибденовых рудах Кальмакыра С. Т. Бадаловым виттихенит встречается в ассоциации с халькопиритом. В кварцево-шеелит-висмутиновых жилах Устарасая Э. А. Дунин-Барковская, Р. Н. Кузьмина и др. наблюдали редкие изометричные зерна виттихенита в сростках с другими висмутовыми минералами. В кварц-баритовых жилах Тарызкана с медно-висмутовым оруденением виттихенит встречается в ассоциации с висмутином и в микротрещинах среди айкинита на глубоких горизонтах. В кварц-гематит-висмутиновой жиле Маразбулака виттихенит выделился после халькопирита.

В медно-висмутовом месторождении Адрасман виттихенит ассоциирует с другими висмутовыми минералами, халькопиритом и пиритом. По данным М. С. Сахаровой, в виттихените здесь часто встречаются неправильные включения эмплектита, а А. С. Кудрявцев наблюдал в нем редкие микровключения самородного серебра. В Джузуме он отметил тонкие прожилки виттихенита с вкрапленностью самородного висмута, секущие выделения айкинита и включения виттихенита и эмплектита по плоскостям спайности в висмутине. Во вкрапленных полиметаллических рудных телах в эффузивах (Канимансур) Р. Н. Кузьмина наблюдала сростания виттихенита с висмутином и вроски в кварце на нижних горизонтах. Р. Назирова указывает на виттихенит в сростках с халькопиритом и самородным висмутом в висмутине Чаваты.

Лиллианит — $Pb_3Bi_2S_6$

В Узбекистане известны две находки лиллианита в Пскемском хребте: в кварц-шеелитовых жилах рудопоявления Чавата (Малахов, Назирова, Лихойдова, 1968) и в кварц-галенитовых жилах Верхнего

Килинчака (Дунин-Барковская, 1969). В обоих случаях минерал распространен незначительно.

Лиллианит представлен игольчатыми кристаллами длиной 1,5—5 мм. Минерал свинцово-серого цвета, блеск металлический. Обладает совершенной спайностью.

В полированных шлифах в отраженном свете белый с кремевым оттенком, слабо двуотражает в серовато-зеленых тонах, резко анизотропный. Хорошо полируется. Микротвердость 120—190 кг/мм². При травлении HNO₃ (1:1) буреет и темнеет, HCl (1:1) вызывает слабое побурение, под действием FeCl₃ через две минуты образуется бурое пятно.

Химический анализ показал принадлежность лиллианита к сурьмянистой разновидности.

| Компонент | Обр. 1 (Верхний Килинчак) | Обр. 2 (Чавата) |
|------------------|------------------------------|--------------------|
| Pb | 50,0 | 42,30 |
| Ag | — | 1,80 |
| Bi | 24,0 | 24,20 |
| Sb | 4,0 | 4,00 |
| S | 19,0 | 14,55 |
| Te | 0,5 | — |
| Нераств. остаток | — | 12,40 |
| Сумма | 97,5 | 99,25 |

Примечание. Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе „Камека“, аналитик Б. С. Старокожев (МГУ, Москва, 1966); лаборатория ИГиГ АН УзССР, аналитик И. И. Лихойдова. Нерастворимый остаток—кварц (Малахов и др., 1968).

Формула лиллианита из Чаваты имеет следующий вид:
 $(Pb_{2,71} Ag_{0,21})_{2,92} (Bi_{1,60} Sb_{0,44})_{2,04} S_6$.

В лиллианите спектральным анализом установлены следующие примеси: Cu — около 1%; Te, Cd — 0,0п—0,п%; As, Mo, Co — 0,00п%. Рентгенограмма того же образца из Чаваты показывает, что кроме лиллианита в пробе присутствовали козалит и галенит (Малахов и др., 1968).

Лиллианит — гидротермальный минерал. Он приурочен к кварцевым жилам Чаваты в ассоциации с шеелитом, адуляром, сфалеритом, арсенопиритом, галенитом, Pb—Bi сульфосолями и встречается в виде микровключений совместно с беегеритом в галените в Верхнем Килинчаке.

Буланжерит — $Pb_5Sb_4S_{11}$

Единичные находки буланжерита отмечали многие исследователи в некоторых рудных месторождениях Кураминского хребта (Табошар, Тарыэкан, Адрасман, Каптархана, Каракия), но без достоверной диагностики (Радугина, Разина, 1935; Вольфсон, 1936; Янишевский, Харитонов, 1939; Королева, 1941; Кудрявцев, Мирходжаев, 1967; Глинский, 1970). Более значительное количество сульфоантимонидов свинца, в том числе буланжерита, установлено на полиметаллических месторождениях Северный Кантау и Центральный Кансай в Окуртау (Дуброва, Филимонова, 1962; Дуброва, Титов, 1965).

В Чаткальском хребте буланжерит известен в Чавате (Наследов, Либман, 1933; Назирова, 1970) и Устарасе (Минцер, 1969; Максудов, 1969; Дунин-Барковская, 1969; Назирова, 1970), в Килинчакском месторождении (Воронич и др., 1970), Молодежном и Бричмулле (Назирова, 1970).

В Южном Узбекистане минерал выявлен в колчеданно-полиметаллическом рудопроявлении Янгаклык (Панкратьев, Михайлова, 1971).

Буланжерит слагает агрегаты игольчатых кристаллов, местами войлокообразные. Длина отдельных индивидов 3—5 мм (Устарасай, Каракия, Янгаклык). В остальных месторождениях он образует игольчатые или микрозернистые вроски в сульфидах. Длина иголок 0,01—0,5 мм.

Минерал свинцово-серого цвета, блеск металлический. Удельный вес 5,96 (Устарасай), микротвердость 110—130 кг/мм² (Бричмулла).

В полированных шлифах буланжерит белый, в ассоциации с галенитом — нежно-зеленоватый, заметно двуотражение в воздухе. Анизотропный, с цветным эффектом от голубоватого до коричневатого-желтого. Микротвердость 108—155, средняя 136 кг/мм² (Янгаклык).

Химический состав буланжерита из Устарасая, по данным Э. Ф. Минцера (обр. 1), близок к теоретическому.

| Компонент | Обр. 1 | Компонент | Обр. 1 |
|-----------|--------|---------------------------------|--------|
| Pb | 53,63 | As | 0,30 |
| Cu | 0,04 | Bi | 0,10 |
| Ag | 0,03 | S | 19,19 |
| Fe | 0,24 | Сумма | 98,54 |
| Zn | 0,10 | Прочие (SiO ₂ и др.) | — |
| Sb | 25,01 | | |

Примечание. Обр. 1—лаборатория ИМГРЭ, аналитик Г. В. Любимова, материал Э. Ф. Минцера.

Обращает внимание наличие изоморфных примесей Cu, As, Bi.

По данным Э. Минцера, формула буланжерита близка к теоретической: $(Pb_{5,00} Cu_{0,01})_{5,01} (Sb_{3,95} As_{0,08} Bi_{0,01})_{4,04} S_{10,30}$. В минерале имеется

примесь Ag, иногда Au, в киличакском буланжерите повышенное содержание Se (табл. 39).

Рентгенограмма буланжерита из Устарасая и Северного Кантау по ведущим линиям отвечает эталону.

Буланжерит приурочен к различным гидротермальным сульфидным месторождениям. В Устарасайском мышьяково-висмутовом месторождении он образует вкрапленность в кварц-карбонатных жилах вместе с галенитом, сфалеритом, бурнонитом, арсенопиритом, пири-

Т а б л и ц а 39

Содержание благородных и некоторых рассеянных элементов в буланжерите, *г/т*

| Месторождение | Au | Ag | Se | Te | Tl | Автор |
|--------------------------|---------|---------|--------|------|------|----------------|
| Киличакское | 0,00(2) | 226(2) | 300(1) | — | — | Максудов, 1969 |
| Устарасай | 6,0(2) | 1972(2) | — | — | — | Назирова, 1970 |
| Каракиинское рудное поле | 0,0(1) | 3104(1) | 5(1) | 5(1) | 1(1) | Глинский, 1970 |

Примечание. В скобках—число проб.

том, халькопиритом. Жилки секут арсенопиритовые массивные тела. Выделения буланжерита приурочены к межзерновым пространствам и плоскостям спайности кальцита. Он замещает сфалерит и арсенопирит.

В Кураминском хребте на свинцово-цинковом месторождении Северный Кантау описываемый минерал образует мелкозернистые агрегаты в тесном сростании с другими сульфоантимонитами свинца—менегинитом, геокронитом, бурнонитом, находящимися среди массивных сульфидов. Сульфоантимониды образуют гнездообразные скопления, сеть прожилков и вкрапленность. Кроме того, буланжерит в виде мелких игольчатых зерен размером 0,01—0,2 мм и небольших гнезд устанавливается в лежачем боку линзообразных сульфидных руд (Дуброва, Филимонова, 1962; Дуброва, Титов, 1965). Во всех остальных месторождениях буланжерит образует мелкие игольчатые и микрозернистые вроски в галените размером 0,05—0,1—0,5 мм.

В Южном Узбекистане на месторождении Янгаклык буланжерит встречается в виде прожилков и гнезд вблизи колчеданно-полиметаллических рудных тел.

Плаггионит — $Pb_5Sb_8S_{17}$

Встречается в небольших количествах в Кочбулакском золоторудном месторождении в Кураминском хребте (Маркова, 1969) и в двух полиметаллических — Пайбулаке и Каракамаре (Мозгова, Бородаев, 1973). В Кочбулаке плаггионит слагает спутанно-игольчатые агрегаты. Длина игольчатых кристаллов 0,01—0,06 мм. Цвет черновато-свинцово-серый, блеск металлический, хрупок. В полированных шлифах в отраженном свете кремово-белый, $R=40\%$. Двухотражение заметное. Анизотропия отчетливая со слабым цветным эффектом в голубовато-серых тонах. Выделяется в пустотах кварцевой жилы, выполненных друзами горного хрусталя, и в трещинах среди серицита (0,2—0,4 мм).

Плаггионит в Пайбулаке и Каракамаре слагает радиально-лучистые агрегаты с тонковолокнистым погасанием в тесном микросрастании с гетероморфитом и клиновидные кристаллики в кварце в виде звездчатых сростков.

Химический анализ минерала из Пайбулака выполнен в МГУ на микросонде 7 ХА-5 японской фирмы и показал следующие результаты: Pb — 40,5%; Sb — 41,3%; S — 21,1%; сумма — 102,9%. Приведенный анализ отвечает формуле $Pb_{4,6}Sb_8S_{15,9}$.

Франкеит — $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$

Франкеит встречен в Узбекистане на месторождении Кызкурган Т. М. Мацокиной-Воронич в 1954 г. в виде пластинчатых и реже радиально-лучистых агрегатов размером 2—3 мм.

Цвет минерала свинцово-серый. Блеск металлический. Твердость около 2.

В полированных шлифах в отраженном свете серовато-белый, отражательная способность слабее, чем у галенита. Анизотропия выражена отчетливо с цветным эффектом в синеватых и желтоватых тонах. Минерал травится HNO_3 .

В скрещенных николях наблюдается сложное паркетобразное внутреннее строение пластинок, вследствие их деформации.

Химический состав франкеита близок теоретическому (Мацокина, 1954):

| Компонент | Вес, % |
|-----------|--------|
| Cu | 0,90 |
| Fe | 0,00 |
| Zn | 0,00 |
| Sn | 23,75 |
| Pb | 46,20 |
| Sb | 9,45 |
| S | 19,46 |
| Сумма | 99,46 |

Аналитик Е. Ф. Касьянова

Повышенное содержание олова по сравнению с теоретическим связано с включениями позднего касситерита. Спектральным анализом обнаружена примесь As, Bi, Zn, Fe, Mn, Ag в ничтожных количествах.

Франкеит приурочен к рудным зонам в доломите вблизи контакта с гранитоидной интрузией. В парагенетической ассоциации с ним встречаются тиллит, касситерит, станнин, галенит и сфалерит.

Франкеит окаймляет зерна форстерита, касситерит располагается вдоль спайности франкеита, являясь продуктом его разложения.

Овихит — $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$

Овихит установлен в скарново-полиметаллическом месторождении Курусай-1 Т. Н. Шадлун и в Канимансуре Н. Н. Королевой и др. (1969) по оптическим свойствам. Минерал редкий.

В полированных шлифах светло-серый с оливковым и голубоватым оттенком, отражательная способность близка к таковой галенита. Двухотражение отчетливое, особенно в иммерсии, сильно анизотропен, рефлексов нет.

Овихит образует тонкие вроски в галените изометричной и короткостолбчатой формы размером 0,008—0,04 мм.

Беегерит — $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$

Беегерит отмечается в скарново-шеелитовом месторождении Лянгар (Мясников, 1951) и в галените скарново-полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара (Еникеев, 1959). Изучен Э. А. Дунин-Барковской (1969) из свинцово-цинкового рудопоявления Верхний Килинчак Чаватинского рудного поля в Чаткальском хребте.

В Верхнем Килинчаке беегерит встречен в галените в виде иголочек размером до 80×10 м. Отражательная способность около 40%, заметно слабое двухотражение в серовато-зеленоватых тонах. Резко анизотропен. Химический состав определен на микрозонде «Камека» в МГУ в 1966 г. (аналитик Б. С. Старокожев) по концентрационным кривым. Минерал содержит 61% Pb, 21% Bi, 4% Sb, 14% S.

В поглощенных электронах на рентгеновском микроанализаторе включения беегерита выглядят немного светлее, чем лиллианита, с которым он сростается.

СЕЛЕНИДЫ

Клаусталит — PbSe

Клаусталит обнаружен И. Г. Ченцовым (1959) в палеогеновых отложениях северо-восточной части Ферганской долины, затем встречен в Алтынтопканском рудном поле (Конькова, 1964), в Западном Узбе-

кистане в верхнемеловых отложениях (Савельев, 1964) и в Канджоле (Турлычкин, 1967).

Минерал образует мелкие кубические кристаллы и их агрегаты (Ферганская долина), сплошные мелкозернистые (1,0—1,5 мм) массы, тонкие каемки и пленки, облегающие пирит и марказит (Западный Узбекистан), каплевидные выделения (до 0,01 мм) в галените (Алтынтопкан).

Цвет клаусталита свинцово-серый, голубовато-серый с синеватым оттенком. Блеск полуметаллический, черта серовато-черная. Спайность по кубу. Микротвердость — 45,5 кг/мм² (по Г. Д. Тростянскому). В отраженном свете белый со слабым кремоватым оттенком, изотропный, рельеф несколько ниже, чем у галенита. Отражательная способность для монохроматического желтого цвета ($\lambda = 589 \text{ м}\mu$) = 37% (Западный Узбекистан) и 48,5—51,6% (Канджол).

В клаусталите из Западного Узбекистана спектральным анализом установлено много Pb, Se, Cu; около 1% Ca, Mg, Al, Si; 0,1% Ti, Fe, Ag; 0,01% Ni, Co, V, Bi; 0,001% Mn, Be (по Г. Д. Тростянскому).

В ассоциации с клаусталитом встречены эвкайрит, халькозин, пирит, марказит, ферроселит (Зап. Узбекистан); галенит, галеновисмутин, дискразит, блеклая руда, халькопирит (Алтынтопкан), ферроселит, пирит, марказит, селениды, ванадаты и битумы (Ферганская долина). При окислении по клаусталиту развивается керстенит.

Клокманнит — CuSe

Клокманнит установлен Б. М. Малышевым в Замбараке. Минерал образует тонкие прожилочки в сфалерите, видимые под микроскопом. Отражательная способность клокманнита выше, чем сфалерита. Минерал резко анизотропен, двуотражение очень сильное от оливкового до серого. Внутренних рефлексов нет. Мягкий.

Тиманнит — HgSe

Тиманнит выявлен в 1963 г. Ю. В. Финкельштейном (1971) на ртутном рудопроявлении Кульджук в Центральных Кызылкумах. Это первая находка тиманнита в Советском Союзе. Упоминается в ртутных рудах Карасу.

Цвет минерала темный, свинцово-серый, черта черная, блеск металлический, непрозрачен. Спайность отсутствует, излом раковистый. Твердость низкая: $H_{\text{ср}} = 44 \text{ кг/мм}^2$ (при нагрузке в 10 г).

В отраженном свете серовато-белый, отражательная способность близка к метациннабариту. Минерал изотропный, внутренних рефлексов нет. Полируется хорошо. По данным количественного рентгеноспек-

трального анализа (аналитик И. П. Тибукин) содержит 79,15% Hg и 18,3% Se.

Рентгенометрический анализ подтвердил правильность диагностики тиманнита. К числу главных линий относятся: 3,50 (10), 2,130 (9), 1,820 (8), 1,231 (6), 1,162 (5).

Тиманнит приурочен к согласной рудной залежи в прослое известняка вблизи контакта с перекрывающими его кремнистыми сланцами верхнесилурийского возраста.

Тиманнит образует вкрапленность в известняке, встречается в прожилках кальцита. Размеры вкрапленников от десятых долей до 3 мм. Вкрапленность тиманнита тяготеет к краевой части рудной залежи, располагаясь несколько особняком от основных скоплений киновары. В парагенетической ассоциации с тиманнитом встречаются киноварь, антимонит, пирит, кальцит, кварц, серицит. В рудах Карасу минерал отмечен с киноварью, пиритом, кварцем, доломитом, кальцитом, очень редко с антимонитом, эггестонитом. Тиманнит сечется просечками киновари, что свидетельствует о более позднем его образовании.

Ферроселит — FeSe₂

Ферроселит обнаружен И. Г. Ченцовым (1959) в Северо-Восточной Ферганае, в палеогеновых отложениях. Позднее найден в верхнемеловых отложениях (Тростянский, 1964).

Минерал встречен в очень небольших количествах. Образует мелкие (до 0,5 мм) кристаллы призматической формы с хорошо выраженной продольной штриховкой на гранях призмы. Поперечные сечения кристаллов имеют форму ромба или чечевицы (за счет вициналей). Иногда встречаются двойники прорастания, коленчатые и крестообразные. Вершины хорошо развитой призмы (110) обычно заканчиваются гранями пирамиды (011). Грани (100) развиты хорошо, грани (010) слабо и образуют лишь очень узкие полоски, срезающие углы между гранями призмы. Спайность заметна.

Цвет ферроселита стально-серый и серебристо-белый с бронзовым оттенком. Порошок железо-черный. Минерал очень хрупкий. В закрытой трубке дает возгон селена и запах гнилой редьки. В соляной и серной кислотах растворяется со вскипанием.

В отраженном свете ферроселит светло-кремовый со слабым розоватым оттенком. Отражательная способность высокая. Сильно анизотропен. Поляризует от зеленовато- до лилово-серого цвета. Очень похож на марказит.

Для ферроселита из верхнемеловых отложений Узбекистана выполнен рентгеноструктурный анализ: минерал ромбической сингонии. Па-

параметры элементарной ячейки: $a_0 = 4,789 \text{ \AA}$; $b_0 = 5,74 \text{ \AA}$; $c_0 = 3,57 \text{ \AA}$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,854 : 1 : 0,623$ (аналитик М. Х. Годин; Тростянский, 1964).

У ферроселита из Северо-Восточной Ферганы $a_0 = 4,791 \text{ \AA}$; $b_0 = 5,715 \text{ \AA}$; $c_0 = 3,575 \text{ \AA}$ (аналитик Н. Н. Слудская, ИГЕМ; Ченцов, 1959).

Микрохимическим анализом в ферроселите из Северо-Восточной Ферганы установлены: Fe — 26,1%; Se — 73,9% (Ченцов, 1959). В концентрате ферроселита рентгенохимическим анализом обнаружены примеси: Ca — 1%; Co — 0,5%; Zn — 0,5%; V — 0,1%; Cu — 0,5%; кроме того, спектральным анализом установлены: Ni — 0,0п%; Al, Ti, Hg, Mn (Ченцов, 1959).

Ферроселит встречается в ассоциации с пиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, органическим веществом, ванадатами, самородным селеном, клаусталитом и другими селенидами. Он образует мелкие кристаллы в песчаниках, пелитоморфных известняках и глинистых прослоях верхнемеловых и палеогеновых отложений. Иногда развивается по обломкам раковин.

Ферроселит образуется в резко восстановительных условиях в процессе эпигенетического изменения пород.

Умангит — Cu_3Se_2

Имеется единственное указание В. Ф. Савельева и В. Л. Покровской (1968) о находке умангита в углеродисто-слюдисто-кремнистых сланцах ауминзинской и тасказганской свит гор Ауминзатау в Центральных Кызылкумах.

Эвкайрит — AgCuSe

Эвкайрит отмечен Г. Д. Тростянским (1964) в качестве очень редкого минерала. Встречен в тесном сростании с клаусталитом в серовато-черных образованиях среди голубовато-серых глин верхнего мела. Спектральным анализом в нем выявлены медь и серебро. На рентгенограмме клаусталита имеются линии эвкайрита.

Гуанахуатит — $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{S})_3$

Гуанахуатит встречен Э. А. Дуниной-Барковской в 1967 г. на висмутовых рудопроявлениях Саукбулак и Сансалак-Кузгунташ в Ангренском плато в восточной части Кураминского хребта. Встречен в незначительных количествах в виде единичных чешуек размером 0,1—1 мм и вкрапленников размером до 1 мм в поперечнике. Обладает совершенной спайностью, имеет темно-серый цвет, блеск металлический.

В аншлифах желтовато-белый, с заметным двуотражением и ясной анизотропией.

Значения межплоскостных расстояний для гуанахуатита близки эталону. Главные линии: обр. 1633 (Саукбулак) — 3,61(10), 3,14(9); 2,82(8).

Гуанахуатит в Саукбулаке приурочен к кварц-флюоритовой жиле, встречается в парагенезисе с висмутином, флюоритом, калишпатом, пиритом и самородным золотом, а на Сансалак-Кузгунташе — в кварцевых прожилках с вкрапленностью висмутина, биотита, калишпата, флюорита. В обоих рудопроявлениях в зоне окисления гуанахуатит замещается ярко-зеленым вторичным минералом.

ТЕЛЛУРИДЫ

Гессит — Ag_2Te

Гессит известен в Кураминском хребте на золоторудных месторождениях Кочбулак (Маркова, 1969, 1970), Пирмираб в Чадакском рудном поле (Моисеева, 1969), Бургунда (Королева, 1969), в золото-молибденово-медном Кальмакыр (Рузматов, 1960, 1961; Бадалов, 1965), скарново-магнетитовом Чокадамбулак (Есимов, 1969; Голованов, Мансуров и др., 1965).

Гессит — стально-серого цвета с сильным металлическим блеском в свежем изломе. После длительного пребывания на воздухе покрывается буровато-черным налетом. Цвет черты черный. Микротвердость при нагрузке 10 г — 52 (Кочбулак), 59,9 кг/мм² (Бургунда).

В полированных шлифах в отраженном свете серовато-белый. Отражательная способность 37 (Кочбулак), 41 (Пирмираб), 38,2% (Кальмакыр). Двуотражение в воздухе едва заметное и отчетливое в иммерсии с цветным эффектом от коричневатого до сиреневого. Анизотропен с ярким цветным эффектом от коричневого до оливково-зеленого, внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф I группы. В гессите Кочбулака четко проявляется полисинтетическое двойникование. Двойниковые полоски очень тонкие, местами прерывающиеся, встречаются паркетные двойники. Для описываемого минерала характерно быстрое световое травление — в шлифах через два дня покрывается коричневым налетом и отражательная способность снижается. Приводим состав гессита Кочбулака (вес. %):

| Элемент | Обр. 35 | Обр. 172 | Обр. 49 |
|---------|---------|----------|---------|
| Ag | 60,0 | 63,1 | 67,0 |
| Te | 40,0 | 36,8 | 33,0 |
| Сумма | 100,0 | 99,9 | 100,0 |

Аналитик Г. М. Сташков.

Состав определен на микроанализаторе с электронным зондом MS-46 («Камека») ИГиГ АН УзССР (материалы М. Мансурова).

Наряду с алтаитом гессит является преобладающим теллуридом в Кочбулаке. В основном он представлен микроскопически мелкими вкрапленниками (0,00п — 0,0п мм) изометричной формы и ксеноморфными зернами с неровными очертаниями. Лишь в одном месте в Кочбулаке гессит слагает просечку мощностью 0,5 мм, длиной 5 см и зерна до 1мм.

Гессит обычно находится в ассоциации с тетраэдритом и золотом. В первом он дает вростки каплевидной формы и просечки. Самородное золото часто обнаруживается в нем в виде округлых зерен и просечек. Реже минерал встречается в халькопирите, пирите, галените, висмутине и теллуридах в виде ксеноморфных зерен и просечек. По сравнению со всеми теллуридами он более поздний минерал.

Гессит образует единичные вростки (0,002—0,015 мм) в кварце в виде идиоморфных призм с квадратными сечениями (Пирмираб), гонкие вростки в тетраэдрите и реже в пирите (Бургунда), вкрапленники (0,00п — 0,0п мм) в сростании с другими теллуридами в пирите, халькопирите и галените (Кальмакыр), включения округлой или вытянутой формы в сростании с теллуридами золота в висмутине Чокадамбулака.

Гессит — гидротермальный минерал. Он приурочен к золотым и золотосодержащим месторождениям и тесно ассоциирует с различными теллуридами, сульфидами и золотом.

Вейссит — Cu_2Te

Вейссит отмечен Э. М. Марковой в золоторудном месторождении Кочбулак в Кураминском хребте как очень редкий минерал. Встречен в одном шлифе в виде ксеноморфных зерен с извилистыми очертаниями (0,04×0,08 мм) в блеклой руде, в которой находится в сростании с алтаитом, халькопиритом, петцитом.

В полированных шлифах в отраженном свете голубовато-сиреневый, по сравнению с петцитом более сиреневый. Отражательная способность 35%. Двуотражение заметно в воздухе с цветным эффектом. Анизотропен. Внутренних рефлексов нет. Микротвердость 83,3—129,0 кг/мм².

Риккардит — $\text{Cu}_{4-x}\text{Te}_2$

Риккардит отмечен В. Н. Аполлоновым (1966) в Чаткальском хребте в Кошмансайском рудном поле на медно-висмутовых рудопроявлениях и Э. А. Дунин-Барковской в хребте Майгашкан на медно-висмутовых рудопроявлениях Узумлек и Новое.

Минерал обладает уникальными оптическими свойствами: в отраженном свете имеет примерно такой же облик, как ковеллин при скрещенных николях, а при скрещенных николях — сильные и яркие эффекты анизотропии красного, оранжевого и желтого цветов. Полируется хорошо. Относительный рельеф немного выше, чем у ковеллина.

Выделяется в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,2 мм в крупночешуйчатом ковеллине (Кошмансайское рудное поле), в гнездах тетрадимита с халькопиритом в пропилитах Узумлека и среди монтанита, замещающего тетрадимит (Новое). Риккардит — типичный гипергенный минерал.

Алтаит — PbTe

Алтаит известен на двух золоторудных месторождениях в Курминском хребте — Кочбулаке (Маркова, 1969) и Бургунде (Королева, 1969). В Кочбулаке он относится к числу наиболее распространенных теллуридов. Минерал образует микроскопически мелкие вкрапленники размером 0,001—0,8 мм, преобладают выделения не более 0,01 мм.

В шлифах в отраженном свете белый, отражательная способность высокая: $R_{\infty} \approx 60\%$, изотропен. Внутренних рефлексов нет. Мягкий.

Состав алтаита определен Г. М. Сташковым (ИГиГ АН УзССР) на микроанализаторе с электронным зондом MS-46 («Камека») по материалам М. Мансурова. Ниже дан химический состав алтаита из Кочбулака (вес. %):

| Компонент | Обр. 166 | Обр. 35 |
|-----------|-------------------------------------|---------|
| Te | 47,0 | 43,5 |
| Pb | 53,0 | 56,5 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 |
| Формула: | Pb _{0,8} Te _{1,2} | |

Химический состав проанализированных образцов минерала удовлетворительно укладывается в теоретическую формулу.

Главные линии рентгенограммы алтаита близки эталону: 3,20(10); 2,27(10); 1,860(7); 1,45(8).

Алтаит образует вкрапленность амебовидной и округлой формы. Подавляющая его масса приурочена к блеклой руде, в которой он занимает до 20% объема. Реже встречается в халькопирите, сфалерите, галените, пирите, которые он замещает (особенно интенсивно тетраэдрит). Самородный висмут образует вроски в алтаите в виде идиоморфных пластинок.

Хедлиит — Bi_7Te_3

Хедлиит — редкий минерал. Единственная его находка в Советском Союзе сделана в скарново-вольфрамовом месторождении Угат Койташского рудного поля (Нечелюстов, 1970).

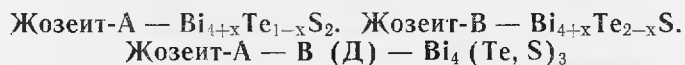
Макроскопически хедлиит серебристо-белый, с сильным металлическим блеском, хорошей спайностью в одном направлении, благодаря которой он легко раскалывается на отдельные гибкие листочки.

В полированных шлифах в отраженном свете белый с нежно-розовым оттенком. В изолированных выделениях хедлиит практически не отличим от самородного висмута, но в сростании с ним кажется чуть голубоватым и отличается меньшей отражательной способностью. В скрещенных николях слабо анизотропный без цветного эффекта.

Микротвердость 43—71, $H_{\text{rp}} = 58,6 \text{ кг/мм}^2$. При травлении HNO_3 (1:1) вскипает и становится серым, FeCl_3 (20%) быстро образует черный налет, HCl (1:1) и KOH (20%) не действуют.

Рентгеновское изучение минерала показало его сходство с хедлиитом. Главные линии: 3,25(10); 2,34(5); 1,835(4).

Хедлиит в виде мелкой вкрапленности приурочен к кварц-сульфидным линзам среди пироксеновых скарнов с шеелитовым сруденением. Линзы сложены пирротинном и кварцем с подчиненным количеством шеелита, молибденита, халькопирита, самородным висмутом, висмутином, хедлиитом, жозеитом-А. Наиболее тесный парагенезис у хедлиита с самородным висмутом, с которым он часто сростается. Образование хедлиита относится к кварц-сульфидной стадии минерализации, которая следует за шеелитовой.



Жозеит относится к группе редких минералов Узбекистана. В Чаткало-Кураминских горах он установлен в 1966 г. в рудах мышьяково-висмутового месторождения Устарасай (Дунин-Барковская и др., 1968; Минцер и др., 1968), где представлен типом А и свинецсодержащей разновидностью типа А—В (жозеит D¹). Тип В встречен в жильном свинцово-цинковом рудопроявлении Верхний Килинчак (Дунин-Барковская, 1969) и в золоторудных месторождениях Кочбулак и Бургунда

¹ Жозеит-А—В с соотношением $\text{Te}:\text{S} = 1:1$ назван жозеитом-Д (Годовиков и др., 1971).

Э. А. Марковой и Н. Н. Королевой. В Кураминском хребте на Таджикской территории жозеит отмечен в скарно-медно-молибденовом месторождении Южный Янгикан Б. Ф. Зленко и Н. Н. Королевой. В Западном Узбекистане жозеит-А встречен в скарно-шеелитовом месторождении Угат (Нечелюстов, 1970).

Жозеит обычно устанавливается в незначительных количествах в рудах лишь в полированных шлифах в виде микроскопической вкрапленности. Наиболее крупные выделения жозеита имеются на Устарасе,

Таблица 40

Микротвердость жозеита, кг/мм²

| Месторождение | Минерал | H _{ср} | H _{мин} ⁻ H _{мах} | Автор | Замеры выполнены |
|---------------|-----------|-----------------|---|--------------------------|------------------|
| Устарасай | Жозеит-А | 68 | 50—87 | Э. Ф. Минцер и др., 1968 | С.И. Лебедевой |
| | То же | 76 | 63—90 | | |
| | Pb-жозеит | 70 | 49—90 | Э. А. Дуин-Барковская | С.И. Лебедевой |
| Угат | А-В (D) | | | и др., 1968 | |
| | Жозеит-А | 56 | 51—60 | Г. Н. Нечелюстов, 1970 | |
| Южный Янгикан | Жозеит | 68 | 63—90 | Б. Ф. Зленко | |

где он образует гнезда диаметром до 2 см, состоящие из пачек гексагональных пластинок, и овальные микровключения в висмутине размером в среднем 5×20 мк. Пластинки достигают 1 см в поперечнике при толщине 0,1 см. Высота пачки до 0,5 см.

Минерал хорошо полируется. Его микротвердость из нескольких месторождений колеблется от 49 до 90, составляя в среднем 65 кг/мм² (табл. 40).

Жозеит серебристо-серый с сильным металлическим блеском. В полированных шлифах светло-кремовый. Двухотражение слабое, но заметное, усиливающееся в иммерсии. Заметно анизотропный, с цветным эффектом от серого до серовато-коричневого. Среднее значение дисперсии показателя отражения (R_{ср}) жозеита-А вычислено по замерам параллельно и перпендикулярно оси «с» на приборе ФМЭ-1 (Минцер и др., 1968).

| λ, мμ | R _{ср} | λ, мμ | R _{ср} |
|-------|-----------------|-------|-----------------|
| 440 | 45,2 | 580 | 46,7 |
| 460 | 45,6 | 600 | 46,7 |
| 480 | 46,3 | 620 | 46,8 |
| 500 | 47,0 | 640 | 46,8 |
| 520 | 47,4 | 660 | 46,6 |
| 540 | 47,1 | 680 | 46,3 |
| 560 | 46,8 | | |

Для свинецсодержащего жозеита А — В (Дунин-Барковская и др., 1968) замеры выполнены в ИГЕМе на двух приборах: ФМЭ — I Э. А. Дунин-Барковской и на микроспектрофотометре Л. Н. Вьяльсовым (рис. 41). Замеры проведены в воздухе в монохроматическом свете по спектру с длиной волны от 450 до 900 мμ по сечениям Rg' и Rp.

При изучении полированных шлифов в желтом свете ($\lambda=575$ мμ) без светофильтра зерна Рb-жозеита с ориентировкой по Rp' (49,8%) практически не отличимы от зерен висмутита с ориентировкой по Rg

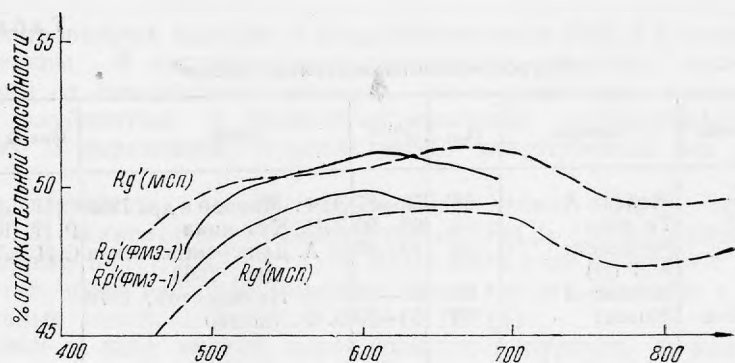


Рис. 41. Кривые дисперсии отражательной способности жозеита из Устарасая по замерам на приборах ФМЭ-1 и микроспектрофотометре (МПС).

(48%). Когда же зерна висмутита ориентированы по Rp' (37,4%), а включенный в него жозеит — по Rg' (51,3%), наблюдается максимальная разница по отражательной способности (Дунин-Барковская и др., 1968).

| λ мμ | Rg' | Rp' | Rg'—Rp' |
|--------------|------|------|---------|
| 450 | 48,2 | 45 | 3,2 |
| 500 | 50 | 47 | 3 |
| 550 | 50,3 | 48,5 | 1,8 |
| 600 | 50,0 | 49 | 1,6 |
| 650 | 51,4 | 49 | 2,4 |
| 700 | 51,6 | 49 | 2,2 |
| 725 | 51,4 | 47,8 | 3,6 |
| 750 | 49,8 | 47,7 | 2,1 |
| 800 | 49,4 | 47,5 | 1,9 |
| 850 | 49,8 | 47,9 | 1,9 |
| 900 | 49,8 | 47,6 | 2,2 |

Примечание. Замеры проведены Л. Н. Вьяльсовым на спектрофотометре в лаборатории ИГЕМА АН СССР.

В сростках с Рb-жозеитом (минерал I) или в виде микровключений в нем иногда встречаются выделения минерала II, отличающегося по оптическим свойствам только несколько более высокой отражательной способностью, примерно на 2% (Дунин-Барковская и др., 1968).

При травлении жозеита из Устарасая в шлифах HNO_3 (1:1) наблюдается вскипание и образование капли радужной побежалости; после ее удаления остается серое пятно. FeCl_3 (20%) также вызывает

Т а б л и ц а 41

Химический состав жозеита, вес %

| Компонент | Жозеит-А | | | Жозеит-А-В |
|--------------|--------------------------------|--------------------|---------------------|------------------------------------|
| | Устарасай | | | Верхний Киличак |
| Вl | 79,96 | 80,80 | 83,39 | 72,9 |
| Pb | 1,18 | | 0,00 | 4,7 |
| Te | 11,90 | 12,38 | 9,68 | 18,4 |
| Se | | 0,38 | 0,60 | 0,00 |
| S | 6,69 | 6,72 | 6,15 | 4,2 |
| Сумма | 99,73 | 100,28 | 99,82 | 100,2 |
| Удельный вес | 8,26 | 8,06 | — | 8,26 |
| Лаборатория | ИГЕМ, Москва | ИМГРЭ, Москва | Гинцеевмет, Алмалык | Институт кристаллографии, Москва |
| Аналитик | Ю.С. Нестерова Г.А. Арапова | | | В.В. Лидер (зонд) |
| Автор | Э. А. Дунин-Барковская | Минцер и др., 1968 | Р.Н. Кузьмина | Э. А. Дунин-Барковская и др., 1968 |

образование серого пятна, HCl (1:1) и KOH (20%) не действуют (Минцер и др., 1968).

Химический состав жозеита изучен на нескольких образцах из Устарасая и Верхнего Киличака (табл. 41, рис. 42, 43). В них характерно присутствие Рb в количестве до 4,7% и иногда Se — до 0,6%.

Для установления характера зависимости между содержанием свинца и висмута определялось их распределение в зерне жозеита из Устарасая (Дунин-Барковская и др., 1968) электронным лучом по линии длиной 150 μ в лаборатории Института кристаллографии в Москве (рис. 43). Между кривыми дисперсии содержаний свинца и висмута имеется пропорциональная зависимость. В микровключениях самостоятельные минералы свинца не обнаружены. По имеющимся литературным сведениям свинец в жозеите встречается исключительно редко. По данным Р. М. Томпсона образец жозеита-В из Канады содержит

0,68% свинца (Thompson, 1949). Микроспектральным качественным анализом свинец определен как примесь и в образце жозеита-В И. Ф. Григорьевым и Е. И. Долмановой из Восточного Забайкалья (Безсмертная, Соболева, 1963). В изученных нами жозеитах содержится гораздо больше свинца — до 4,7%, что позволяет выделить свинец-содержащие разновидности жозеита А — В (Д) (Дунин-Барковская и др., 1968), а также жозеита-А и жозеита-В. Примесь свинца в жозеите,

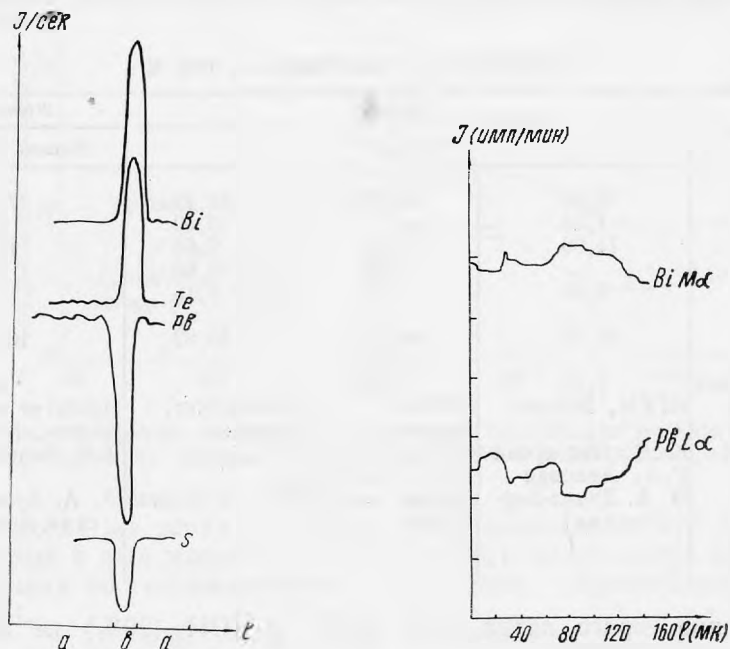


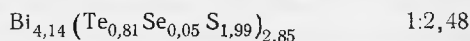
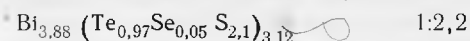
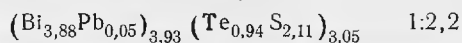
Рис. 42. Распределение Bi, Te, Pb и S в галените с включением зерна жозеита (Верхний Килинчак). Анализ выполнен на электронном зонде „Камека“ в МГУ (аналитик Б. Старокожев).

Рис. 43. Зависимость изменения интенсивностей характеристических линий элементов Bi и Pb при сканировании электронным лучом через зерно жозеита по линии длиной 15 μ (Устарасай).

вероятно, объяснима с позиций аномального доменного (блочного) изоморфизма (Белов, 1966), распространенного в слоистых структурах (Франк-Каменецкий, 1966). Иной характер замещения висмута свинцом представить трудно ввиду близости радиусов разновалентных Bi^{+3} и Pb^{+2} и отсутствии в минерале компенсирующих катионов. Пропорцио-

нальная зависимость между содержаниями свинца и висмута в жозеите, выявленная линейным сканированием, указывает на возможность существования прерывистого изоморфного ряда от сернистого теллурида висмута жозеита до сернистого теллурида свинца. Последний как минерал еще не известен, но теоретически его состав, вероятно, может соответствовать формуле Pb_2TeS .

Анализы жозеитов пересчитаны на формулы из расчета 7 атомов в ячейке минерала. При расчете формул допущено, что теллур и селен изоморфны с серой, а свинец с висмутом.



По мнению Э. А. Дунина-Барковской жозеит — минерал переменного состава. Между теллур-жозеитом (В) — Bi_4Te_2S и сульфо-жозеитом (А) — Bi_4Te_2S существует ряд с ограниченным изоморфизмом. Некоторые из изученных жозеитов являются промежуточными членами и отвечают составу $Bi_4(Te,S)_3$ с коэффициентами Те и S, равными 1,5. Кроме того выделены свинецсодержащие разновидности жозеита А, В и А—В, в которых висмут изоморфно замещается свинцом.

Межплоскостные расстояния жозеита соответствуют эталонам жозеита А и В. Большинство линий свинецсодержащего жозеита из Устарасая также соответствует линиям эталонных жозеитов. Индексирование порошкограммы Рb-жозеита из Устарасая (Дунина-Барковская и др., 1968) не показало каких-либо отклонений от тригональной сингонии. Отражение от плоской сетки (1017) является наиболее сильным и соответствует по десятибалльной шкале интенсивности 10. «d» от этой сетки равно 3,10, а для известных в литературе жозеитов (Berry, Thompson, 1962) изменяются от 3,08 (жозеит-А) до 3,16 (жозеит-В). Ряд других жозеитов (из Бургунды, Кочбулака) также имеют промежуточное значение наиболее интенсивных линий. Параметры элементарной ячейки жозеитов из Устарасая приведены ниже:

| Минерал | c_0 | a_0 | $a_0 : c_0$ |
|--|-------|-------|-------------|
| Жозеит - А (Berry, Thompson, 1962) | 39,77 | 4,25 | 1 : 9,36 |
| Жозеит - А (Минцер и др., 1968) | 39,84 | 4,24 | 1 : 9,39 |
| Рb - жозеит А—В(Д) (Дунина - Барковская и др., 1968) | 40,02 | 4,25 | 1 : 9,42 |
| Жозеит - В (Berry, Thompson, 1962) | 40,83 | 4,34 | 1 : 9,43 |

Рентгенограмма теллуру-висмутового минерала (Рахматуллаев и др., 1964) из Центральных Кызылкумов в Западном Узбекистане больше подходит к жозеиту-В.

Жозеит встречен в месторождениях различного генетического типа: в высокотемпературных скарновых образованиях с магнетитом, халькопиритом, молибденитом (Южный Янгикан) и с шеелитом (Угат), в среднетемпературных висмутоносных кварцевых жилах, арсенопиритовых и пирротиновых залежах (Устарасай), в полисульфидных золоторудных кварцевых жилах (Кочбулак) и в кварцевых жилах с галенитом, сфалеритом и арсенопиритом (Верхний Килинчак). На Устарасае жозеит распространен больше, чем на других месторождениях. Он образует гнезда и отдельную вкрапленность в секущих кварц-висмутиновых жилах, межпластовых кварц-висмутин-пирротиновых залежах и гумбеитах кварц-тремолит-флогопитового состава, залегающих среди осадочно-терригенных пород D_3 . С глубиной уменьшаются количество и размеры выделений жозеита, причем на верхних горизонтах встречаются наиболее крупные гнезда, а на нижних — только микровключения в висмутине. Выделение жозеита происходило после пирита, пирротина, шеелита, арсенопирита, висмутина, но до самородного висмута.

В скарново-шеелитовом месторождении Угат жозеит встречается в виде вкрапленности в кварц-сульфидных линзах среди пироксеновых скарнов и в кварцевых жилах. Он ассоциирует с самородным висмутом, хедлиитом и висмутином. Жозеит выделился после шеелита и сульфидов (Нечелюстов, 1970). В гранат-пироксеновых скарнах Южного Янгикана жозеит замещает молибденит, халькопирит, магнетит и пирротин. Он развит до глубины 50 м от поверхности и встречается в ассоциации с тетрадимитом, теллуровисмутитом, халькопиритом, самородным золотом в золото-теллуридной парагенетической ассоциации (Нечелюстов, Зленко и др. 1969). В кварцевых жилах Верхнего Килинчака, залегающих в зонах дробления среди диоритов Чаватинского интрузива, жозеит образует мелкие пластинки в галените и на границе зерен лиллианита и беегерита, находящихся в галените. В золотоносных кварц-мышьяковых жилах Центральных Кызылкумов в ассоциации с жозеитом установлены арсенопирит, антимонит, самородное золото, шеелит, пирит, пирротин, реже сфалерит, галенит и др. (Рахматуллаев, и др., 1964).

Теллуровисмутит — Bi_2Te_3

Теллуровисмутит известен на двух месторождениях: в Кураминском хребте в Алтынтюпканском районе (Королева, 1964) и на месторождении Кочбулак (Маркова, 1969, 1972).

Минерал образует пластинчатые агрегаты. Размеры пластинок колеблются от сотых долей до 2 мм (Алтынтюпкан). В Кочбулаке их размеры не превышают 0,09 мм.

Цвет серебристо-серый, блеск сильный металлический, твердость около 1,5. Спайность совершенная.

В полированных шлифах в отраженном свете розовый с кремоватым (Алтынтопкан) и слабо-фиолетовым (Кочбулак) оттенками. Двухотражение отсутствует (Алтынтопкан) или заметно только в иммерсии (Кочбулак). Отражательная способность высокая: $R=53\%$ (Кочбулак). Анизотропен, иногда с коричневатым цветным эффектом. Внутренних рефлексов нет. Мягко. Хорошо видна спайность в одном направлении. По данным М. Мансурова и Н. Н. Королевой приводим химический состав теллуrowисмутита (вес. %).

| Компонент | Кочбулак, обр. 38 | Алтынтоп- кан |
|---------------------|----------------------|------------------|
| Bi | 50,3 | 48,70 |
| Sb | — | 0,12 |
| Te | 49,7 | 40,80 |
| S | — | 0,56 |
| Se | — | 0,008 |
| Нераств. остаток | — | 5,80 |
| Сумма | 100,0 | 95,988 |

Аналитик Г. М. Сташков
Лаборатория ИГиГ АН УзССР (микрозонд
MS—46, „Камека“).

По данным спектрального анализа в теллуrowисмутите из Алтынтопкана обнаружена примесь Cd (0,001%), Pb (0,6%), Ag (0,1%) и др.

Рентгенограмма по ведущим линиям близка эталону 3,20(10); 2,37(9); 2,177(8) (Королева, 1964).

В Алтынтопкане теллуrowисмутит приурочен к жиле крупнокристаллического кварца. Он содержит тончайшие включения галенита и полибазита размером 0,0п — 0,00п мм. Зерна теллуrowисмутита с краев в виде каемок замещены вторичным минералом теллура — монтанитом.

В Кочбулаке минерал приурочен к кварц-золоторудной жиле, в которой образует обособленные вкрапленники в блеклой руде или находится в сложных сростаниях с другими теллуридами — алтанитом, вольскитом, калаверитом, гесситом. Реже встречается в халькопирите.

Тетрадимит — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$

Тетрадимит в Узбекистане встречается часто в висмутовых и висмутосодержащих месторождениях. В Чаткало-Кураминских горах он является главным рудным минералом некоторых медно-теллуrowисмутовых рудопроявлений (Узумлек, Ташкескен), грейзеновых теллуrow-

висмутовых (Юрино, Верхняя Куюнда), скарново-теллуру-висмутовых (Кошмансай II и Ташкескен II), присутствует в висмутовых рудопоявлениях Ангреноского плато (Сансалак-Кузгунташ, Саукбулак), в золоторудных месторождениях (Кочбулак, Чадак, Бургунда), в скарново-полиметаллическом (Кошмансай и др.), в скарново-молибденит-халькопиритовых (Баркрак, Майдантал). В Чаткальских горах продолжающихся на территории Киргизии, тетрадимит известен в Толямыше и Акбулаке (Поваренных, 1952), а в Кураминских на территории Таджикской ССР — в скарново-молибденовом месторождении Южный Янгикан (Нечелюстов и др., 1969). В Западном Узбекистане тетрадимит встречается изредка в скарново-шеелитовых месторождениях Лянгар и Ингичке. Находка тетрадимита в Лянгаре (Мясников, 1951) была первой в Узбекистане. В большинстве перечисленных месторождений и рудопоявлений тетрадимит встречается в незначительных количествах.

Обычно тетрадимит находится в виде единичных пластинчатых кристаллов или тонких чешуек размером до 2 мм, иногда образующих сростки. В пропилитах Узумлека встречаются гнезда до 3 см в поперечнике, сложенные мелкозернистым (до 0,5 мм) агрегатом тетрадимита. Чешуйки и кристаллы тетрадимита толще, чем у жозеита, и расщепляются на более грубые пластинки, что является хорошим диагностическим признаком.

Макроскопически тетрадимит темно-серого цвета с сильным металлическим блеском. Он хорошо полируется параллельно плоскости (0001) и плохо — в перпендикулярном направлении. В полированных шлифах в отраженном свете минерал белый с кремовым оттенком, имеет слабое двуотражение, ясную анизотропию в серовато-коричневых тонах. Отражательная способность (%) замерена Л. Н. Вяльсовым (ИГЕМ, Москва) на приборе «ПИОР» (Кошмансай-II).

| λ мμ | Rg | Rm | λ мμ | Rg | Rm |
|--------------|------|------|--------------|------|------|
| 440 | 55,1 | 48,0 | 600 | 58,3 | 52,3 |
| 460 | 55,3 | 48,2 | 620 | 58,0 | 51,9 |
| 480 | 56,7 | 49,5 | 640 | 58,1 | 52,0 |
| 500 | 56,8 | 49,8 | 660 | 57,8 | 51,9 |
| 520 | 58,5 | 51,5 | 680 | 57,7 | 51,8 |
| 540 | 58,7 | 52,3 | 700 | 57,6 | 51,7 |
| 560 | 58,9 | 52,3 | 720 | 57,6 | 51,2 |
| 580 | 58,6 | 52,3 | 740 | 57,7 | 51,4 |

Химический состав тетрадимита близок теоретическому (табл. 42) Селен, по-видимому, изоморфен с серой. Присутствие свинца можно объяснить вхождением его в решетку минерала вместо атомов висмута, так как микровключения свинецсодержащих минералов не наблюдались. Тетрадимит из рудопоявлений Кошмансай II и Верхняя

Куюнда — свинец- и селенсодержащая разновидность. Анализы пересчитаны методом, в котором делитель равен $1/2$ Те (табл. 43). Полученные формулы близки к теоретической.

В скарново-шеелитовых месторождениях Западного Узбекистана (Лянгар) минерал ассоциирует с самородным золотом, висмутом, мо-

Т а б л и ц а 42

Химический состав тетрадимита, вес %

| Месторождение | Bi | Pb | Te | S | Se | Cu | Au | Нерастворимый остаток | Сумма | Удельный вес | Автор | Аналитик |
|--------------------------|-------|------|-------|------|------|------|-----|-----------------------|--------|--------------|--------------------------------------|--|
| Кошмансай II обр. 1154 | 41,38 | 0,92 | 24,64 | 3,05 | 0,14 | — | — | 30,57 | 100,70 | 7,19 | Э. А. Дунин-Барковская | Ю.С. Нестерова и К.А. Арапова (ИГЕМ, Москва) |
| Верхняя Куюнда обр. 1642 | 41,85 | 0,64 | 24,95 | 3,25 | 0,14 | — | — | 29,97 | 100,80 | 7,56 | Э. А. Дунин-Барковская, Ю.В. Бородин | |
| Тоямыш | 60,21 | — | 35,18 | 4,36 | — | 0,08 | Сл. | — | 99,83 | 7,22 | А. С. Поваренных, 1952 | Н.И. Гребнева (Механобр. Ленинград) |
| Акбулак | 59,32 | — | 34,66 | 4,42 | — | — | — | — | 98,40 | 7,14 | | А.С.Поваренных (Горный институт, Кривой Рог, |

либденитом, кварцем и калишпатом, выделяясь в конечные стадии гидротермального процесса. Его тесное сростание с самородным висмутом, по-видимому, возникло в результате распада твердого раствора (Мясников, 1951). В скарново-шеелитовом месторождении Ингичке Н. В. Лиценмайер наблюдала изометричные выделения тетрадимита в галените, являющемся одним из поздних минералов. В гранат-пироксеновых скарнах с кальцитом и шеелитом рудопроявлений Ташкескен II и Кошмансай II имеются гнезда чешуек тетрадимита, метасоматически развивающегося по пироксену. В скарнах с молибденитом, халькопиритом и магнетитом Южного Янгикана в Кураминском хребте тетрадимит встречен (Нечелюстов и др., 1969) в верхних участках месторождения в ассоциации с жозентом, теллуру-висмути-том, халькопиритом, золотом, являющимся одним из поздних. В скарново-полиметаллических месторождениях имеются пластинки тетрадимита в галените (Аполлонов, 1964).

В гидротермальных жильных месторождениях тетрадимит наблюдается среди поздних минералов. В кварцевых жилах Тоялмыша А. С. Поваренных описал тетрадимит в виде отдельных чешуек и гнезд как поздний минерал. Он замещает кварц, арсенопирит, пирротин,

Таблица 43

Химические формулы тетрадимита

| Месторождение | Формула |
|----------------|---|
| Кошмансай II | $(\text{Bi}_{2,06} \text{Pb}_{0,05})_{2,11} \text{Te}_2(\text{S}_{0,97} \text{Se}_{0,02})_{0,99}$ |
| Верхняя Куюнда | $(\text{Bi}_{2,05} \text{Pb}_{0,03})_{2,08} \text{Te}_2(\text{S}_{1,04} \text{Se}_{0,02})_{1,06}$ |
| Тоялмыш | $\text{Bi}_{2,09} \text{Te}_2 \text{S}_{0,98}$ |
| Акбулак | $\text{Bi}_{2,09} \text{Te}_2 \text{S}_{1,01}$ |

Рентгенограммы тетрадимита соответствуют эталону.
Главные линии:

| | I | d/n | I | d/n | I | d/n |
|--------------------------|----|------|-----|-------|---|-------|
| Обр. 2 (Ташкескен) | 10 | 3,10 | 9 | 2,28 | 9 | 1,636 |
| Обр. 1154 (Кошмансай II) | 10 | 3,14 | 10 | 2,29 | 8 | 1,637 |
| Обр. 1153 (То же) | 10 | 3,12 | 10 | 2,29 | 4 | 1,647 |
| Обр. 1749 (Юрино) | 10 | 3,09 | 10 | 2,28 | 8 | 1,636 |
| Обр. I (Кошмансай I) | 10 | 3,10 | 9 | 2,29 | 7 | 1,635 |
| Обр. 2398 (Узумлек) | 10 | 3,11 | 9 | 2,304 | 6 | 1,649 |
| Обр. 1046-б (То же) | 8 | 3,12 | 9 | 2,297 | 9 | 1,641 |
| Обр. 1047 | 10 | 3,13 | 7 | 2,297 | 9 | 1,641 |
| Обр. 1183 | 10 | 3,10 | 8-9 | 2,305 | 9 | 1,645 |

Примечание. Обр. 2, данные И. М. Голованова; 1749, 1154, 1153, 2398—Э. А. Дунин-Барковской; 1046-б, 1047 и 1183—К. К. Пономаревой.

пирит и сфалерит, проникая в них по трещинам и выполняя интерстиции между зернами. Тетрадимит близок по времени выделения к халькопириту, висмуту и золоту, которые встречены в его кристаллах в виде эмульсионных выделений. В кварцевых жилах Акбулака тетрадимит описан в виде отдельных чешуек, гнезд и прожилков вместе с топазом, мусковитом, флюоритом, висмутом, пиритом, хлоритом, жильбертитом, халькопиритом и самородным висмутом (Поваренных, 1952). Минерал замещает кварц, топаз, пирит и проникает по плоскостям спайности в мусковит. В тетрадимите имеются мелкие округлые выделения самородного висмута — продукт распада твердого раствора.

В золоторудных кварцевых жилах Кочбулака и Бургунды тетрадимит и другие теллуриды висмута и золота приурочены к блеклой руде—основному концентратору висмута и золота (Маркова, Королева, 1966). Теллуриды висмута образуются в золоторудных месторождениях раньше теллуридов серебра и золота (Бадалова, Маркова, Моисеева, 1969).

Мелкие включения описываемого минерала установлены И. М. Головановым в рудах золото-медно-молибденового месторождения Дальнее Алмалыкского рудного поля, где тетрадимит образовался после молибденита и халькопирита.

В кварцевой жиле среди гранитоидов Верхней Куюнды в Кураминском хребте пластинки тетрадимита размером до 3 мм ассоциируют с турмалином, жильбертитом и редким халькопиритом, располагаясь в кварце по трещинкам (Э. А. Дунин-Барковская, Ю. В. Бородин). В Ангренском плато в пропилитах Суюксуйского рудного поля тетрадимит встречается в кварцевых прожилках (размер чешуек 2 мм) с халькопиритом, пиритом и самородным золотом. На той же площади среди грейзенизированных гранитов чешуйки минерала отмечены в малосульфидных кварцевых жилах размером до 2—3 мм в ассоциации с халькопиритом, пиритом, висмутом, самородным золотом (рудопоявление Юрино). Тетрадимит корродирует кристаллы пирита и выполняет интерстиции в кварце. Пластинки тетрадимита встречаются в кварц-флюоритовых гранитах в верховьях Кандагансая.

Наиболее крупные скопления тетрадимита приурочены к зоне разлома в пропилитизированных эффузивах хр. Майгашкан (Узумлек, Новое и др.) и к турмалиновым метасоматитам в гранитоидах Чаткальского хребта (Ташкескен). На Cu-Te-Bi рудопоявлении Новое минерал образует отдельные чешуйки, гнезда до 2—3 см и прожилки мощностью до 0,5 см в кварц-альбит-гематит-хлоритовой метасоматической породе. Тетрадимит выполняет промежутки между зернами кварца, замещая хлорит, образует гнезда в хлоритовых участках породы. На Cu-Te-Bi месторождении Узумлек тетрадимит — главный рудный минерал, где он совместно с халькопиритом и висмутином образует чешуйки и их скопления в калишпат-гематитовых прожилках среди пропилитизированных осадочно-вулканогенных пород шурабсайской свиты. Тетрадимитовые чешуйки расположены в промежутках между зернами калишпата и гематита. Вторая более поздняя генерация образует гнезда и монокристаллы в буровато-розовом халцедоновидном кварце. Кристаллы пирита и халькопирита корродируются тетрадимитом. В тетрадимите встречаются иголки риккардита. Эти два минерала, по-видимому, близки по времени выделения. В рудопоявлении Ташкескен тетрадимит с Cu-Bi сульфосолями и висмутином образует вкрапленность и мелкие гнезда в кварц-гематит-калишпат-турмалин-хлоритовой метасоматической породе.

Калаверит — AuTe_2

Калаверит относится к числу редких минералов. Первое указание о калаверите в рудах Кальмакыра принадлежит С. Рuzматову (1961), но тогда минерал не был достаточно диагностирован и назван неопределенно «калаверит-креннерит».

В дальнейшем описываемый минерал был выявлен в золоторудных месторождениях Кочбулак (Маркова, 1969) и Бургунда (Королева, 1969). В шлифах в отраженном свете минерал светло-желтый, отражательная способность 55—60% (Кочбулак), 55,7—59,7% (Кальмакыр), двуотражение заметное в воздухе, усиливается в иммерсии, анизотропен (в Кочбулаке со слабым цветным эффектом в коричневатых и синеватых тонах), внутренних рефлексов нет. Микротвердость 297 кг/мм^2 (Кочбулак).

Рентгенограмма калаверита из Кочбулака близка эталону.

Калаверит — гидротермальный минерал золоторудных месторождений. Он выделяется в виде тончайших ксеноморфных и каплевидных вкрапленников размером 0,002—0,2 мм в блеклой руде, халькопирите, пирите и кварце. Золото образует в калаверите тонкие вроски, просечки и замещает калаверит, иногда располагается вокруг него каймой. Возможно, что часть золота представляет продукт разложения калаверита. Довольно редко он отмечается в сростании с другими теллуридами (гесситом, петцитом, волынскитом, тетрадимитом). Из них гессит выполняет трещины и промежутки между зернами калаверита.

Калаверит — характерный парагенный минерал золоторудных месторождений субвулканического типа. Он образовался после сульфидов, но до самородного золота.

Теллурид золота под неопределенным названием калаверит-креннерит отмечается еще в Чокадамбулаке (Голованов, Мансуров и др., 1966) и в одном из месторождений Восточного Карамазара (Кудрявцев, Мирходжаев, 1967).

Волынскит — AgVTe_2

Волынскит открыт в 1963 г (Безсмертная, Соболева, 1963, 1965) в одном из золоторудных месторождений Армении и в Восточных Саянах, а в Узбекистане выявлен Э. А. Марковой в золотом месторождении Кочбулак. Находка волынскита в Кочбулаке третья в Советском Союзе.

В шлифах в отраженном свете минерал бледно- и розово-фиолетового цвета. Отражательная способность 50%, в иммерсии снижается, фиолетовый оттенок усиливается. Слабо анизотропен. Минерал мяг-

кий, микротвердость при нагрузке в 10 г — 89—103 кг/мм². По относительному рельефу относится ко II группе. Полируется хорошо.

Рентгенограмма оказалась близкой волюнскому из Армении. Главные линии: 3,22(8); 3,09(8); 227(5), 2,15(4).

Волюнский образует микроскопические выделения в сульфидно-кварцевой золоторудной жиле субвулканического месторождения Кочбулак. Он слагает тонкие просечки и вкрапленность с извилистыми очертаниями размером 0,01—0,50 мм в халькопирите и тетраэдрите, обособленные выделения образует редко. Характерны сростания с другими теллуридами — алтаитом, гесситом, петцитом, тетрадимитом, теллуру-висмутитом, сильванитом. Отложение теллуридов происходило в конце стадии рудообразования и предшествовало золоту. Он относится к числу поздних теллуридов.

Креннерит — (Au, Ag) Te₂

Указание о наличии в медно-молибденовых рудах Кальмакыра единичных зерен (0,0п мм) точно не установленного теллурида калаверит-креннеритового состава имеется у С. Рузматова (1961), в магнетитовых рудах Чокадамбулака (0,00п—0,00п мм) у И. М. Голованова и др. (1965) и в медно-висмутовых месторождениях (0,001—0,04 мм) Восточного Карамазара у А. С. Кудрявцева (1967). Минерал не диагностирован.

Сильванит — AuAgTe₄

Сильванит — редкий минерал. Впервые установлен С. Т. Бадаловым (1958) в медноколчеданном рудном теле в скарново-полиметаллическом месторождении Кургашинокан.

В результате последующих исследований сильванит был обнаружен в золоторудном месторождении Кочбулак (Маркова, 1969) и на Pb-Ag месторождении Канджол (Турлычкин, 1967). Во всех случаях он выявлен при микроскопическом изучении руд.

Оптические свойства минерала обычные. Рельеф отрицательный, мягкий (твердость 1,5—1,7). В отраженном свете кремово-белый, R=36,5—47,3% (Канджол), с отчетливым двуотражением как в иммерсии, так и без нее. Двуотражение в воздухе от светлого кремово-белого до розовато-кремового (Кочбулак) и темно-серого с коричневым оттенком (Канджол). Минерал сильно анизотропный с цветным эффектом от коричневатого до синеватого. Характерно пластинчатое двойникование. Пластинки разной толщины.

Сильванит образует ксеноморфные, изометричные и реже округлые вроски в тетраэдрите и теллуридах в Кочбулаке и только в тетраэдрите в Кургашинокане.

В Кочбулаке сильванит замещает петцит, образует просечки или обрастает зерна алтаита; в свою очередь он замещается калаверитом; гессит располагается вдоль двойниковых швов сильванита. Размер вростков 0,001—0,1 мм.

Сильванит — гидротермальный минерал. Он известен в субвулканическом золото-полисульфидном жильном месторождении Кочбулак и в рудах некоторых полиметаллических месторождений (Кургашикан, Канджол).

Петцит — Ag_3AuTe_2

Петцит выявлен в двух золоторудных месторождениях — в Кочбулаке Э. А. Марковой (1969) и в Бургунде Н. Н. Королевой (1966, 1969).

Минерал обнаружен в шлифах при микроскопическом исследовании руд. В отраженном свете он светло-серый со слабым сиреневатым (Бургунда) и розоватым оттенком (Кочбулак). Отражательная способность больше тетраэдрита, близка галениту. Анизотропия не заметна. Микротвердость 59,5 кг/мм² (Кочбулак).

Петцит в Кочбулаке образует вытянутые и изометричные с неровными очертаниями округлые зерна и редко плохо оформленные кристаллики. Размер выделений 0,001—0,5 мм. Встречается как в сростании с рудными минералами, так и обособленно в кварце. Для него характерна более тесная ассоциация с теллуридами, чем с сульфидами. Гессит обрастает зерна петцита, давая структуру краевых каемок, в алтаите встречается в виде включений идиоморфных кристаллов. Сильванит замещает его. Петцит дает вростки в тетраэдрите, изредка в галените, халькопирите, пирите, сфалерите. Самородное золото находится в нем в форме мелких вростков и просечек.

В Бургунде петцит образует микроскопические (0,001—0,1 мм) вростки в тетраэдрите, пирите и встречается в кварце. Калаверит, золото и гессит замещают петцит. Возможно, гессит и золото являются продуктами разложения описываемого минерала.

Петцит — характерный минерал золоторудных месторождений субвулканического типа и встречается в парагенезисе с другими теллуридами и самородным золотом.

ГАЛОГЕНИДЫ

Флюорит — CaF_2

Первые сведения о флюорите в Узбекистане приведены И. В. Мушкетовым, обнаружившим выход флюоритовой минерализации по р. Чаткалу, впоследствии названный месторождением Аурахмат (Рябинин, 1915; Уклонский, 1923; Смольянинов, 1935).

Флюорит широко распространен в Чаткало-Кураминском регионе. Здесь известен ряд жильных месторождений — Наугарзан, Кенкол, Супаташская группа, Дюшали, Каскана, Чашлы, Агата, Чебаргата, ныне отработанные Аурахмат и много мелких жил. В изучении флюорита принимал участие большой коллектив исследователей.

В Западном Узбекистане значительные скопления флюорита типа ратовкита известны в Учкулачском рудном поле в г. Писталитау (Хамрабаев, 1958; Чеботарев, 1967). В Южном Узбекистане флюорит известен в Кугитанге (Гамалеев, Салиш, 1968). В рассеянном состоянии он распространен почти повсеместно.

Флюорит слагает крупно-, мелко- и тонкозернистые агрегаты. В жилах преобладают крупнозернистые разности. Зерна изометричной формы размером 0,5—2 см, а в Аурахмате достигают 10 см и более. В Супаташской группе месторождений получили развитие своеобразные шестоватые индивиды флюорита с одинаковой их ориентировкой, вытянутые вдоль оси L_3 , слагающие корки и сферолиты.

В Главной рудной зоне Алтынтопкана встречаются волокнистые разности радиально-лучистого строения (Еникеев, 1970), а И. П. Заревич (1966) описала радиально-лучистые и игольчатые агрегаты флюорита с размером индивидов 0,01—0,08 мм в магнетитовом рудопроявлении Чаткальского хребта среди магнезиальных скарнов.

В роговиковом кварце, оторочивающем почти все флюоритовые жилы, и в серицитизированных зонах развивается тонкозернистый с размером зерен в сотые и десятые доли миллиметра (Дюшали, Дудесай). Дисперсный флюорит (0,005—0,5 мм) представлен в карбонатных породах Учкулача.

Кристаллы и друзы флюорита редки и наблюдаются только в пустотах. Обычно это мелкие октаэдры размером 2—3 мм, кубы до 1 см и их комбинации. В редких случаях на гранях октаэдра развиваются мелкие грани тригонтриоктаэдра. Кристаллы сильно искажены: вершины куба часто округлены, а сами имеют ступенчатое сложение (Моисеева, 1969). Интересны кристаллы флюорита зонального строения из месторождения Чашлы, в которых октаэдры фиолетового цвета вписаны в кубы зеленого флюорита (Хельвас, 1954). Эти своеобразные кристаллы наглядно свидетельствуют о последовательном изменении формы кристаллов в процессе их роста от октаэдрического облика к кубическому. В Кугитангском рудном поле в жилах значительно развиты крупные кристаллы флюорита кубической формы размером 5—6 см (Гамалеев, Салиш, 1968).

В Аурахмате в пустотах имеются друзы кубических кристаллов размером до 10—20 см, на кубах наблюдаются узкие притупления за счет граней тетрагексаэдра и ромбического додекаэдра. Ромбический додекаэдр иногда вытесняет куб. Грани его имеют своеобразную

скульптуру бороздчатого или бугристого типа. Описываемый флюорит часто бывает зонарно окрашен (Смольянинов, 1935).

Минерал хрупкий, что в значительной мере способствовало его катаклазу. Блеск стеклянный. В массе обычно непрозрачен из-за сильной трещиноватости, просвечивает только в краях. Цвет самый разнообразный: белый, часто с зеленоватыми и фиолетовыми оттенками разной густоты, зеленый, синий и бесцветный. Имеются черно-фиолетовые разности, а в Саргардоне — бордовые. На разных месторождениях преобладает та или иная окраска флюорита.

| <i>Месторождение</i> | <i>Преобладающая окраска</i> | <i>Второстепенная окраска</i> |
|----------------------|--|----------------------------------|
| Наугарзан | Белый со слабым зеленоватым оттенком (98%) | Зеленый, фиолетовый, сиреневый |
| Кенкол | Светло - зеленый (90%) | Белый, светло - фиолетовый |
| Супаташ | Фиолетовый разных оттенков (80%) | Белый, зеленый, синий, сиреневый |
| Дюшали | Темно - фиолетовый (80%) | Белый, синий |
| Каскана | Зеленый (90%) | Бесцветный, фиолетовый |
| Учкулач | Бесцветный, светло - фиолетовый | — |
| Аурахмат | Фиолетовый, сиреневый | — |

В корках и сферолитах флюорита Супаташа различная окраска распределяется по концентрическим зонам. В прозрачных бесцветных кристаллах часто окрашены в фиолетовый цвет лишь ребра, вершины куба и отдельные зоны. В бесцветных разностях дюшалинского флюорита черно-фиолетовая окраска распространяется по системе тонких трещин и концентрируется около мельчайших включений. В Чашлы отмечается полосчатое распределение окраски кристаллов за счет чередования полос зеленого и фиолетового цвета (Хельвас, 1954). В акцессорном магматогенном флюорите темно-фиолетовая окраска до черно-фиолетовой пятнами распределяется около включений.

В Наугарзане на поверхности имеются сильно трещиноватые бурые и зеленые разности флюорита за счет пленок бурого железняка и малахита. Окрашенные разности флюорита в поверхностных условиях выгорают.

В ультрафиолетовом свете флюориты не люминесцируют, но резко меняют окраску после облучения γ -лучами (мощной дозой). После облучения цвет флюорита меняется от бесцветного до ярко-синего с разными оттенками. В течение двух часов после облучения минерал ярко светится голубым и зеленым светом. Различное поведение флюорита при облучении обусловлено, видимо, примесями, отличающимися как по составу, так и по количеству.

Удельный вес флюорита понижен за счет тончайшей трещиноватости и газовой-жидких включений, а повышение до 3,29 можно объяснить примесями редких земель.

| Месторождение | Удельный вес | Автор |
|-----------------|--------------|-----------------------------|
| Наугарзан | 3,09—3,21 | Моисеева, 1969 |
| Чукурджилга | 3,10—3,29 | |
| Каскана | 3,178 | Еникеев, 1970 |
| Пайбулак | 3,18 | Клемперт, 1965 |
| Северная группа | 3,10 | Еникеев, 1970 |
| Аурахмат | 3,151—3,157 | Грушкин, Прихидько, 1952 |
| Лачинхана | 3,187—3,188 | Э. А. Дунин - Барковская |

Удельный вес минерала из Аурахмата изменяется от 3,151 до 3,156 после прокаливания до 700° (Грушкин, Прихидько, 1952).

Твердость флюорита 4, микротвердость 168—190, средняя 171,5 кг/мм² (Кенкол).

В шлифах флюорит бесцветный и фиолетовый, изотропен, четко видна спайность в двух направлениях. Значения показателей преломления следующие: 1,432—1,435 (Наугарзан); 1,434 (Чукурджилга); 1,433 (Ангрен); 1,434 (Главная рудная зона Алтынтюпкана); 1,435 (Лачинхана); 1,44 (северная группа); 1,432 (Пайбулак); 1,455 (Кургашикан). 1,435 (аксессуарий из магматических пород Чаткала). Изоморфное замещение кальция редкими землями вызывает некоторые повышения показателя преломления.

Размеры элементарной ячейки флюорита из Алтынтюпкана, Чашлы и Касканы равны 5,450—5,470 Å (Еникеев, 1970). Повышенные значения размера ячейки, вероятно, обусловлены примесями редких земель.

Химический состав флюорита из Аурахмата близок теоретическому (табл. 44). В ничтожных количествах отмечается изоморфная примесь Mg, Fe, а щелочи, вероятно, связаны с газовой-жидкими включениями.

По данным спектральных анализов флюориты содержат примеси многих элементов. К числу постоянных относятся Cu, Mg, Al, Ti, Mn, Fe (0,00п—0,п%). Характерно наличие Cu во всех флюоритах, но ее содержание выше во флюоритах медных месторождений; Ag, Bi, Pb, Zn, Cd (0,0п—0,00п%) — характерные элементы-примеси флюоритов из полиметаллических месторождений. Sr и Ba — обычные примеси, но Sr встречается чаще, чем Ba во флюорите из собственно флюоритовых месторождений кварц-серицитовой формации. Ниже приводим результаты рентгеноспектральных анализов флюорита на редкие земли, г/т:

| Месторождение | Пределы со- содержаний | Среднее арифмет. | Автор |
|--|---------------------------|---------------------|--|
| Наугарзан (12) | 0,0 | 0,0 | Моисеева, 1969 |
| Кенкол (3) | Сл. | Сл. | |
| Чакмакташ (13) | 0,0—сл. | Сл. | |
| Супаташ (11) | 0,0—9000 | 820 | |
| Чукурджилга (3) | 0,0—40 | 20 | |
| Чукурджилга (1) | — | 340 | Нечелюстов, По- пова, Минцер, 1961 |
| Гудас (2) | 0,0 | 0,0 | |
| Канимансур (1) | 380 | 380 | Моисеева, 1965 |
| Пирмираб (1) | 0,0 | 0,0 | Минцер, 1961 |
| Наугарзансай (4) | 0,0—10 | 5 | Моисеева, 1969 |
| Чаркасарский гра- нитный массив (1) | 7400 | — | Лисицына, Болга- нова, 1965 |
| Главная рудная зона Алтынтопка- на (3) | 131,5—248 | 194 | |
| | | | Еникеев, 1970 |

Примечание. В скобках — количество проб.

Таблица 44

Химический состав флюорита из Аурахмата, вес. %

| Компонент | Обр. 24 темно- фиолетовый из кремнистой брекчии | Обр. 25 светло- зеленые кри- сталлы | Обр. 1 фиоле- товый | Обр. 2 фиоле- товый | Обр. 3 зелено- ватый |
|--------------------------------|--|---|------------------------|------------------------|-------------------------|
| Ca | 51,38 | 51,43 | 50,60 | 51,04 | 51,44 |
| F | 49,10 | 48,95 | 46,70 | 46,30 | 46,76 |
| SiO ₂ | 0,04 | 0,00 | 0,78 | 0,56 | 0,32 |
| SO ₃ | 0,00 | Сл. | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| S | — | — | 0,03 | 0,02 | 0,02 |
| BaO | 0,00 | Сл. | — | — | — |
| MgO | — | — | 0,18 | 0,14 | 0,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,01 | 0,02 | 0,49 | 0,01 | 0,26 |
| FeO | — | — | 0,20 | 0,14 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,34 | 0,44 |
| Na ₂ O | — | — | 0,76 | 0,58 | 0,17 |
| K ₂ O | — | — | 0,15 | 0,08 | 0,05 |
| H ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,34 |
| П. п. п. | 0,09 | 0,00 | 0,37 | 0,57 | 0,34 |
| Сумма | 100,70 | 100,44 | 100,34 | 99,84 | 100,09 |
| Анализики | Хованский, Медведева | | Прихидько | | Семенова |
| Автор | Смолянинов, 1935 | | Грушкин, | | Прихидько, 1952' |

Изучено распределение примеси урана люминесцентным методом во флюоритах некоторых месторождений (Чакмакташ, Кенкол, Супаташ, Чукурджилга, Гудас, Чукурташ, Канимансур, Пирмираб) по 25 пробам. Все флюориты из перечисленных месторождений содержат примесь урана, но в очень низкой концентрации (1,4—4,9 г/т), соответствующей кларковому содержанию. Во флюоритах разной окраски из одного и того же образца содержание урана колеблется незначительно (1,45—3,60 г/т).

Флюориты содержат газово-жидкие включения. Даже самые чистые разновидности флюорита из Аурахмата переполнены порами с жидкостью или пузырьками газа. Поры каплевидной, овальной формы размером 0,01—0,10 мм и более, пузырьки газа 0,005—0,04 мм. Заметна приуроченность пор к граням октаэдра (Смолянинов, 1935).

Представление о химизме газово-жидких включений во флюоритах Аурахмата получено на основании работ Г. Г. Грушкина и П. Л. Прихидько (1952) (табл. 45). Флюориты главной стадии содержат много натрия и хлора. К концу гидротермального процесса резко увеличивается концентрация углекислоты и кальция.

Флюорит можно отнести к проходящим минералам. Он образуется в различных условиях: магматический акцессорный минерал в пегматитах, грейзенах, скарнах, во вторичных кварцитах, в гидротермальных жилах, в зонах гипергенеза и в результате процессов осадкообразования и эпигенеза.

Основная масса флюорита сконцентрирована в жильных месторождениях гидротермального типа и в осадочных, а во всех остальных носит рассеянный характер.

Флюорит — обычный акцессорный магматический минерал. Его содержание колеблется от единичных зерен до 0,30%. Замечено повышенное содержание флюорита в аляскитоидных породах (Рабинович, Раджабов, 1964; Лисицына, Богданова, 1965; Елисеева, 1958, 1960; Каххаров, 1958; Айзенштат, 1967; Гранитоиды Узбекистана, 1971). В магматическую стадию большая часть фтора рассеивается в гидротермальных минералах — апатите, сфене, биотите, роговой обманке. В них фтор замещает ион ОН. При недостатке этих минералов фтор концентрируется и получает возможность выделяться в виде собственного минерала, как это имеет место в лейкократовых гранитах.

Флюорит выделяется в виде ксеноморфных зерен (0,2—0,5 мм), обладающих пятнистой окраской. Он часто ассоциирует с биотитом и амфиболами. Относится к наиболее поздним акцессорным минералам. В магматических породах имеется еще вторичный флюорит. Он выделяется по трещинам спайности разложившегося биотита и роговой обманки.

Флюоритсодержащие пегматитовые жилы довольно широко распространены в Чаткальских горах (Ойгаингское рудное поле, Майдантальское, Саргардонское). В них флюорит образует вкрапленность; в миароловых пустотах встречаются кристаллы оптического флюорита и горного хрусталя. Минерал имеет подчиненное значение.

Таблица 45

Результаты микрохимического анализа водных вытяжек из флюоритов
Аурахмата (Грушкин, Прихидько, 1952)

| Компонент | Флюорит | | | | | |
|---|--------------------------|--------|--------------------------|--------|--------------------------|--------|
| | темно - фиолетовый | | фиолетовый | | зеленоватый | |
| | % к 100 г исходной пробы | г-экв | % к 100 г исходной пробы | г-экв | % к 100 г исходной пробы | г-экв |
| Cl ⁻ | 0,0025 | 0,0705 | 0,0067 | 0,1899 | 0,0003 | 0,0084 |
| F ⁻ | 0,0002 | 0,0105 | 0,0002 | 0,0105 | 0,0001 | 0,0052 |
| HCO ₃ ⁻ | — | — | 0,0007 | 0,0115 | 0,0022 | 0,0360 |
| ΣА | 0,0027 | 0,0810 | 0,0076 | 0,2109 | 0,0026 | 0,0496 |
| K ⁺ | 0,0011 | 0,0282 | 0,0004 | 0,0102 | 0,0001 | 0,0026 |
| Na ⁺ | 0,0010 | 0,0432 | 0,0034 | 0,1479 | 0,0005 | 0,0217 |
| Ca ⁺⁺ | 0,0002 | 0,0097 | 0,0004 | 0,0194 | 0,0005 | 0,0242 |
| Mg ⁺⁺ | — | — | 0,0004 | 0,0328 | — | — |
| ΣК | 0,0023 | 0,0811 | 0,0046 | 0,2103 | 0,0011 | 0,0485 |
| Σ _{A+K} | 0,0050 | 0,1621 | 0,0122 | 0,4212 | 0,0037 | 0,0981 |
| Вероятный состав солей (% на 100 г навески) | | | | | | |
| KCl | 0,00210 | — | 0,00076 | — | 0,00024 | — |
| NaCl | 0,00192 | — | 0,00804 | — | 0,00027 | — |
| NaF | 0,00044 | — | 0,00044 | — | 0,00022 | — |
| MgCl ₂ | — | — | 0,00156 | — | — | — |
| CaCl ₂ | 0,00054 | — | 0,00046 | — | — | — |
| Ca(HCO ₃) ₂ | — | — | 0,00094 | — | 0,00198 | — |
| NaHCO ₃ | — | — | — | — | 0,00099 | — |
| pH | 7,0 | — | 7,3 | — | 7,6 | — |

Флюоритсодержащие редкометалльные грейзеновые жилы развиты в Чаткальских и Кураминских горах (Ойгаингское рудное поле, Майдантальское, Саргардонское в Чаткале и Чаркасарское, Кенкольское — в Кураминских). Флюорит в них выполняет угловатые промежутки между зернами кварца (0,3—2—3 мм). В грейзенизированных границах описываемый минерал вместе с анатазом выделяется в хлоритизированном биотите в качестве сброшенного продукта при его изменении.

Флюорит встречается в скарново-полиметаллических, скарново-магнетитовых и скарново-шеелитовых месторождениях (Курусай, Орлиная горка, Джангалык, Ингичке, Лянгар и др.) обычно в окварцованных участках в виде небольших скоплений и гнезд.

Основная масса флюорита приурочена к гидротермальным месторождениям — собственно флюоритовым и в подчиненном количестве содержится во всех других рудных месторождениях. Среди флюоритовых месторождений выделяются три формации: 1) кварц-барит-флюорит-сульфидная (Наугарзан, Кеңкол, Чашлы, Каскана, Агата-Чебаргата, Бадам); 2) кварц-флюоритовая (Супаташ, Чакмакташ, Чукурташ); 3) серицит-флюоритовая (Дюшали, Дудесай) (Моисеева, 1964, 1969).

В кварц-барит-флюорит-сульфидных жилах содержится флюорит трех генераций. Первая генерация представлена редкой тончайшей сыпью в роговиковом кварце (0,0п — 0,п мм), который локализуется в зальбандовых частях рудных тел.

Основная масса флюорита относится ко II генерации. Она слагает в жилах кварц-флюоритовые брекчии (рис. 44), мономинеральные гнезда и линзы значительных размеров. В брекчиях обломки флюорита и роговикового кварца с флюоритовой сыпью и баритом цементируются и крупстифицируются кварцем с вкрапленностью рудных минералов (рис. 45). Кроме собственно брекчий имеются брекчиевидные образования, характерные для Наугарзана. Обломки флюорита разъединены кварцем, но не повернуты относительно друг друга, а местами кварц по тончайшей сети трещин или по параллельной системе пронизывает всю массу флюорита (рис. 46).

Флюорит III генерации имеет подчиненное значение. Обычно он представлен мелкими кристалликами в пустотах среди друзовидного кварца и в виде просечек, секущих флюоритовые брекчии.

В месторождениях кварц-флюоритовой формации (супаташская группа) залежи флюорита приурочены к зонам разлома в виде линзы длиной от 15—25 до 120 м, мощностью 0,5—0,6 м. Руды брекчиевой, прожилковой, вкрапленной и корковой текстуры. В их составе принимает участие флюорит нескольких генераций. Наиболее ранний

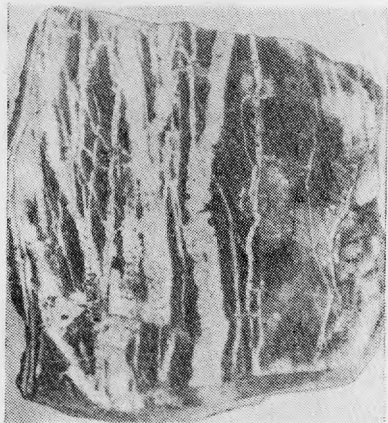


Рис. 44. Флюорит (темный) сечется системой жилок кварца. Месторождение Наугарзан, натуральная величина.

флюорит представлен весьма тонкозернистой разностью. Он выделяется в роговиковом кварце в виде пятнистых скоплений, мелких сферолитиков, тончайших кубиков и цепочек зерен, образующих часто полосчато-колломорфные текстуры. Обломки флюоритизированного роговикового кварца и серицитизированных пород сцементированы последующими крупнозернистыми разностями флюорита II генерации и кварцем. К этой генерации относится основная масса флюорита. В супаташской группе месторождений брекчии по своему внешнему виду очень

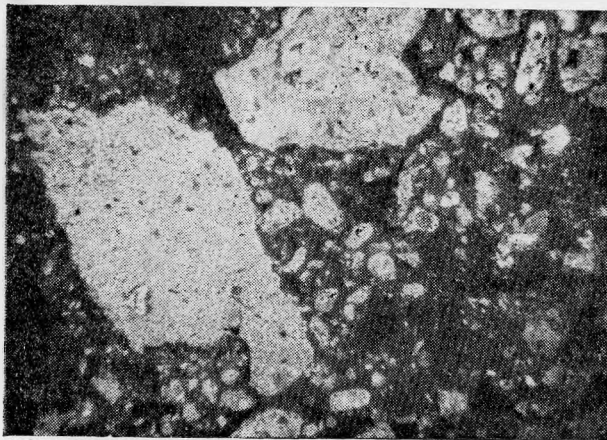


Рис. 45. Брекчия. Угловатые обломки серицитизированной породы и роговикового кварца сцементированы флюоритом. Месторождение Чакмакташ. Прозрачный шлиф, николи х. Ув. 37.

эффектны и имеют вид молодых образований с обилием пор и пустот. Флюорит вместе с кварцем цементирует обломки измененных пород и роговикового флюоритизированного кварца. Структура цемента кокардовая за счет чередования различно окрашенных оболочек флюорита шестоватого строения, опоясывающих обломки. Если эти оболочки наращиваются на мелкие обломки породы, то образуются сферолиты флюорита концентрически зонального и одновременно радиально-лучистого строения, которые часто цементируются последними порциями кварца. Размер кокардовых образований составляет от долей до 20—30 см. Супаташские кокардовые брекчии аналогичны флюоритовым брекчиям из Калангуйского сульфидно-флюоритового месторождения Восточного Забайкалья, изученным В. С. Кормилицыным и А. А. Ивановой (1959), А. В. Гуляевой (1957) и др. Флюорит III

генерации представлен корками, обволакивающими обломки флюоритовых брекчий и располагающимися в секущих трещинах. Толщина корок от 1—3 мм до 3—5 см. Корки имеют слоистую текстуру. Слои различно окрашенного флюорита параллельно-шестоватого строения чередуются между собой и с кварцем, а наружная оболочка часто сложена монтмориллонитом.

Первые две генерации флюорита образовались из гидротермальных растворов, а возникновение корок и полосчатых жилков обусловлено последующим процессом его переотложения. Переотложение флюори-

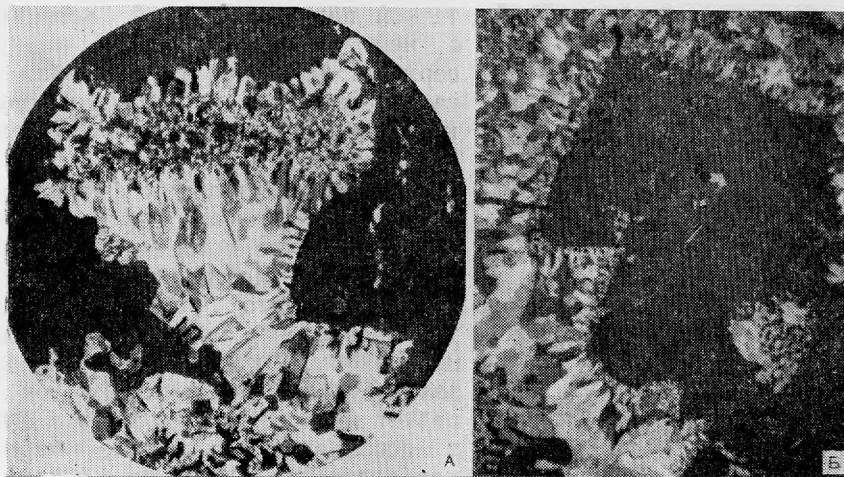


Рис. 46. Обломки флюорита в брекчии кристифицируются кварцем.

А — месторождение Наугарзан, прозрачный шлиф, николи х, ув. 35; Б — месторождение Кенкол.

та в Супаташе могло происходить дважды: в результате прсникновения по разломам морских агрессивных вод в момент трансгрессии моря в меловой период, когда месторождение было уже эродировано, и в четвертичный период за счет циркуляции поверхностных вод. Следы выщелачивания флюорита установлены во многих месторождениях в виде характерных кубической формы пустот в кварце с остатками флюорита на стенках. Растворенный флюорит отлагался на некоторой глубине и создавал зоны вторичного обогащения. Решающее значение в этом процессе имело переотложение флюорита под влиянием морских вод.

В месторождении флюорит-серицитовый формации (Дюшали) оруденение размещается в одном из горизонтов грубых пирокластичес-

ких отложений кызылнуринской свиты (T_1Kz). В зоне серицитизированных пород имеется несколько линз с рассеянной флюоритовой минерализацией. Флюорит здесь представлен двумя генерациями. Первая из них замещает нацело серицитизированные порфирокласты полевых шпатов до полных псевдоморфоз и участки в связующей массе туфов (рис. 47). Фиолетовый флюорит четко виден на белом фоне серицитизированной породы. Размеры выделений 0,05—3 мм. В Дюшали большая часть флюорита представлена именно этой генерацией. В тесной парагенетической ассоциации с ней находятся кварц, пирит и серицит. Флюорит II генерации слагает ветвящиеся прожилки и просечки во флюоритизированных серицитовых породах.

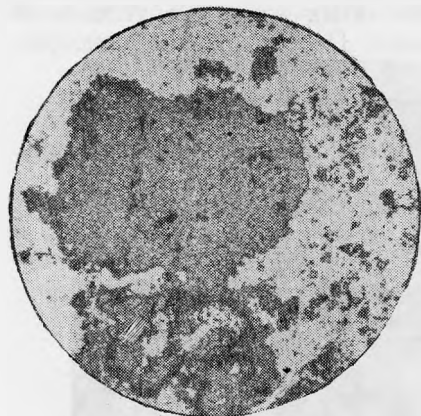


Рис. 47. Псевдоморфоза флюорита (темное) по вкрапленнику серицитизированного полевого шпата. Месторождение Дюшали. Прозрачный шлиф, николи—, ув. 37.

Кроме собственных флюоритовых месторождений флюорит в подчиненном количестве встречается почти во всех рудных месторождениях Чаткало-Кураминского региона: полиметаллических, медно-молибденовых, мышьяковых, касситерит-сульфидных, золоторудных, в которых он образует прожилки, скопления и линзы в ассоциации с кварцем, баритом, карбонатами, хлоритом, иногда ангидритом (Алмалык) с вкраплен-

ностью различных сульфидов. Наибольшее количество жильного флюорита известно в Чукурджилге и Қанимансуре.

По данным гомогенизации газово-жидких включений температура образования флюорита 80—190° (табл. 46).

Флюорит типа ратовкита в осадочных породах в значительном количестве встречается в Учкулач-Писталитауской зоне. Дисперсная флюоритовая минерализация приурочена к горизонтам доломитов и песчаников эйфельского, живетского и франского ярусов. Общий стратиграфический размах флюоритовой минерализации превышает 2 км по колонке девонских отложений (Чеботарев, 1967; Хамрабаев, 1958).

Этот флюорит представлен двумя типами: дисперсный и прожилковый. Наиболее распространен из них дисперсный, он состоит из мелких (от 0,005—0,5 до 2,5 мм) бесцветных и бледноокрашенных кристаллических скоплений, густо рассеянных в породе. Кристаллики имеют кубическую форму иногда зонарной структуры. Распределение

флюорита подчинено текстуре породы. С ним ассоциирует барит в виде мелких пластинчатых метакристалликов, колломорфные дисульфиды железа, клейофан и галенит.

Таблица 46

Данные по гомогенизации газово-жидких включений флюорита

| Месторождение | Характеристика | Температура гомогенизации, град. | Автор |
|---------------|--|-------------------------------------|---------------|
| Курусай | Вкрапленность флюорита в окварцеванных скарнах | 79—122 | Сазонов, 1964 |
| Алтынтопкан | Кристаллы зеленоватого флюорита | 154 | Ермаков, 1944 |
| Аурахмат | Розовый полупрозрачный | 121 | Грушкин, 1950 |
| | Зеленоватый, полупрозрачный | 130 | |
| | То же | 137 | |
| | Фиолетовый | 138 | |
| | Густо-фиолетовый | 144—146 | |
| | Бесцветный | 143—149 | |
| | Темно-фиолетовый зонарный | 149—147— 144 | |
| | Фиолетовый зонарный | 168—147—133; 180—172—168 —164 | |
| | Синеватый прозрачный | 160, 135 | |
| Зеленоватый | 156—151—147; 190—113 | | |
| Розовый | 147—131—105 | | |

Подчиненное значение имеют более поздние флюоритовые прожилки с крупными включениями темно-фиолетового флюорита. Существуют различные взгляды на генезис флюорита. Дисперсный флюорит явно сингенетично-эпигенетического происхождения некоторые исследователи относят к гидротермальным образованиям (Чеботарев, 1967).

Гипергенный флюорит выявлен Э. А. Дунин-Барковской в окисленных рудах полиметаллического месторождения Лачинхана в Угамском хребте. Он выделяется в виде корок и единичных кристалликов, выросших на лимонит, цианотрихит, азурит. Форма кристаллов кубическая и комбинации куба с октаэдром, размер их 1—2 мм.

Селлаит — MgF_2

Селлаит обнаружен В. Н. Аполлоновым (1966) в Саргардонском вольфрамово-грейзеновом месторождении в Чаткальском хребте, где он совместно с флюоритом образует радиально-лучистые, веерообразные сростания. Длина луча 3—6 мм, размер отдельных зерен 0,3—2 мм.

Минерал белого цвета, часто встречаются бесцветные прозрачные зерна. Спайность в двух направлениях, пересекающихся под прямым углом. Оптически одноосный, положительный.

Селлаит медленно растворяется в концентрированной серной кислоте. Спектральным анализом в смеси селлаита и флюорита кроме Mg и Ca установлены значительные примеси K, Al, Si и ничтожные количества Mn, Be, Li.

Рентгенометрическое изучение показало, что селлаит Саргардона идентифицируется с β - MgF_2 — наиболее распространенной модификацией фторида магния. Ведущие линии рентгенограммы: 3,279 (10), 1,616 (10), 1,380 (8), 1,113 (10), 1,057 (6).

Селлаит приурочен к грейзеновой жиле слюдисто-флюоритового состава с редкометальной минерализацией, залегающей в доломитах. Он находится в тесном субграфическом прорастании с флюоритом в определенных количественных соотношениях ($CaF_2 : MgF_2 = 1,1$), что позволяет предполагать образование минерала за счет распада метастабильного соединения $4CaF_2 \cdot 3MgF_2$.

Для селлаита в грейзенах обычно характерен парагенезис с флюоритом, топазом и редкометальной минерализацией, что отмечают для Дальнего Востока С. С. Смирнов (1955), С. И. Лебедева и В. Г. Фекличев (1962).

Флюоцерит (тизонит) — $(Ce, La) F_3$

Флюоцерит — редкий минерал. В Советском Союзе известен в нескольких местах. Впервые обнаружен в Узбекистане в Баркракском и Каракыз-Анаульганском гранитоидных интрузивах в Чаткальском хребте (Шувалов, 1966, 1970; Козырев, 1970).

Минерал образует короткопризматические кристаллы гексагонального облика размером 0,25—0,5 мм. Хрупкий, излом неровный, слабоэлектромагнитен. Твердость около 5. Цвет розовый, розовато-белый с пятнистым распределением окраски. Порошок розовато-белый. Блеск стеклянный.

Рентгенограмма флюоцерита из Каракыза показывает хорошую сходимость с эталоном. Главные линии: 3,14 (10); 2,03 (9); 2,00 (9), 1,780 (7), 1,721 (5), 1,177 (4).

Спектральным полуколичественным анализом выявлено наличие в пробе больших количеств Ce и La.

Флюоцерит концентрируется в кварцево-грейзеновых телах Каракыза и Баркрак-Ойгаингского рудного поля, а также в прилегающих гранитах в виде редкой вкрапленности в ассоциации с кварцем, биотитом, альбитом, топазом, флюоритом, монацитом, мусковитом, сидерофиллитом. Содержание флюоцерита составляет от нескольких единиц до нескольких сотен граммов на тонну.

Галит — NaCl

Местные названия галита — таштуз, оштуз.

В Узбекистане и на сопредельных территориях галит распространен широко. Его основная масса находится в мощной толще каменной соли среди осадочных пород верхнеюрского возраста, которая распространена на огромной территории юга Средней Азии (месторождения Байбичекан, Акбаш, Тисбегатан, Ходжаикан и др.) и имеет мощность до 400 м и более (Попов, 1968, и др.).

В последние годы на обширной территории к западу от Кугитангского хребта выявлена нижнемеловая (альмурадская) галогенная формация мощностью до 100 м, сложенная каменной солью с прослоями ангидрита и глин.

Галит в больших количествах встречается среди континентальных соленосных отложений различного возраста. Наиболее древние из них миоценовые. Они развиты в северном борту Ферганской впадины (Щербина, 1956; Герасимова, 1960). К отложениям акчагыльских слоев приурочено месторождение Кушканатау, находящееся на территории Каракалпакии. Галит широко распространен также в многочисленных современных соляных озерах (Рубанов, 1963, 1966 и др.) и повсеместно присутствует в засоленных почвах.

В ископаемых соленосных отложениях галит встречается в виде сплошных масс кристаллически-зернистого строения, реже образует вкрапленность в ангидрите, галопелитах и в других породах. Галит, как правило, перекристаллизован, однако в шлифах под микроскопом иногда можно наблюдать реликты первичной зональной структуры, которая образовалась в результате ориентированных скоплений жидких, газово-жидких включений и пустоток, расположенных по зонам роста кристалла. Иногда встречаются скелетные кристаллы со структурой «лодочки» и «елочки».

Обычно каменная соль неравномернозернистая. Форма зерен неправильная, реже идиоморфная, размер их от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров, редко достигает 10 см. В перекристаллизованном крупнокристаллическом галите хорошо развита отдельность по кубу.

В карналлитовых и карналлит-сильвинитовых породах галит образует порфиروбласти овальной формы с ровной гладкой поверхностью. Размер их по длинной оси достигает 3—6 см.

Среди современных озерных отложений по местонахождению и условиям образования выделяют три разновидности галита: ново-садка — поверхностный слой или отдельные кристаллы галита, отлагающиеся поверх ила; старосадка — образовавшиеся из поверхностной рапы отложения галита, захороненного в иле; корневой галит — кристаллы, друзы и пласты галита, образующиеся

за счет перекристаллизации старссадки. Когда отдельные кристаллы галита образуют несцементированные зерна, такая корневая соль называется гранаткой. На поверхности концентрированной рапы образуются зернистые корки или «пластины» размером до 1,5 см. При быстром испарении растворителя кристаллизуются плавающие «лодочки» — квадратные вороночки, сложенные мелкими (1—2 мм) кубиками галита. Пласт новосадки сложен разросшимися кристаллическими образованиями, названными за свою форму «соляным зубом», для которого характерно зональное строение. Выше уреза рапы галит в пласте новосадки кавернозный, местами на неровностях соляного пласта при нагоне рапы образует почковидные образования.

На дне соляных озер залегают корневая соль, образующаяся в результате процессов высоления. Она состоит из отдельных несцементированных кубических кристаллов галита размером до 3 см, которые иногда срastaются в друзы.

Среди соленосных пород по трещинам наблюдаются прожилки галита параллельноволоконисто-шестоватого и волосовидного строения с перпендикулярным к стенкам расположением кристаллов (верхнеюрская галогенная формация юго-западных отрогов Гиссара, Южная Фергана). В полостях образуются натечные корки, сталактиты (Голубкова, 1950), на засоленных почвах — налеты и пухлые выцветы.

В засоленных такыровидных почвах нередко встречается волосовидный галит, который образует прослой толщиной 1—4 мм, залегающие между терригенными слоистыми осадками. Галит при росте раздвигает отдельные слои.

Минерал прозрачен и бесцветен. Молочно-белый галит содержит жидкие и газово-жидкие включения. Эти разновидности распространены в современных соляных отложениях. В ископаемых солях преобладает светло-серый, иногда с зеленоватым и желтоватым оттенком и розовый галит. Реже встречается галит черный, буровато-красный, коричневый. Розовая окраска обусловлена присутствием мельчайших включений гематита, гидроокислов железа — гётита и гидрогётита, а также глинистых и органического вещества. Редко в месторождениях калийных солей встречается галит от светло-голубого до синего цвета (Гаурдак, Тюбегатан) в виде расплывчатых хлопьевидных пятен в воднопрозрачном бесцветном галите. Блеск стеклянный, иногда на поверхностях, подвергшихся частичному растворению, жирный, твердость 2—2,5. Спайность весьма совершенная по кубу. Удельный вес от 2,16 до 2,175. В капле воды галит быстро растворяется с образованием характерных округлых очертаний (Вахрамеева, 1954). Вкус приятный соленый.

Оптические свойства: изотропный, иногда слабоанизотропный. Показатели преломления 1,538—1,544. Розовый галит из верхнеюрской

галогенной формации (месторождение Ходжа-Мумын) имеет повышенный показатель преломления — до 1,546 по сравнению с белым и светло-серым галитом ($N=1,543$).

Химический состав галита близок к теоретическому (табл. 47).

Присутствующие в минерале K , Ca , Mg , SO_4 связаны с включениями сильвина, карналлита, ангидрита, гипса, астраханита и других минералов, а также жидких и газо-жидких микровключений. При спектроскопическом изучении всегда обнаруживаются примеси Si , Al , Fe , Ti (0,00п—0,0п%), реже Sr , Cu , V , Mn , Mo и очень редко Zr , Pb , B , Li (0,000п—0,00п%) за счет микровключений минералов глин, гематита и др. В виде изоморфной примеси в галите концентрируется бром в количестве 0,001—0,050% и выше (Попов, Садыков, 1968; Набиев, Осичкина, Гурвец, 1964; Попов, 1968; Прихидько, Грамм, 1958). Пробы, обогащенные глинистым материалом, часто имеют повышенное содержание брома в связи с его адсорбцией глинами. В галите из Тюбегатана отмечается 0,010% B_2O_3 (Ишниязов и др., 1962), из Кызылджара в Северо-Западной Фергане до 0,0014—0,0049% (Прихидько, Грамм, 1958).

В газовой-жидких включениях галита (месторождение Гаурдак) присутствует сероводород, иногда с примесью метана, водорода и азота. Сильный запах сероводорода издает серый крупнокристаллический галит из нижней части верхнеюрской соляной толщи (месторождение Кызыл-Мазар).

На кривых нагревания галита отчетливо фиксируется эндотермический эффект с максимумом 800—810°, отвечающий плавлению минерала (рис. 48).

Рентгенограмма гипергенного галита из Кургашинокана идеально сходится с эталоном (Голованов, 1965).

Формы выделения галита многообразны. Основная его масса сосредоточена в мощных (до 200 м) пластах. Существенно галитовые породы образуют маломощные линзы и прослои, реже вкрапленность или цемент среди несолевых и солевых пород иного состава.

На засоленных почвах — налеты и выцветы. Вторичный галит встречается в виде прожилков часто тонковолокнистого строения друз, натечных образований и сталактитов в карстовых полостях. В современных соляных озерах преобладает слоистая текстура, обусловленная че-

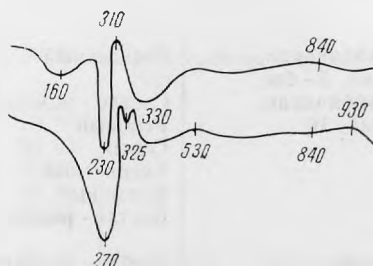


Рис. 48. Кривые нагревания галита из озера Денгизкуль с примесью сульфатных минералов (Рубанов, 1966).

Химический состав

| Место взятия образца | Цвет галита | SO ₄ | Cl | Ca | Mg | Na |
|--|------------------|-----------------|-------|------|------|-------|
| Верхнеюрская гало | | | | | | |
| Байбичекан, скв. 5 - бис | Бесцветный | 0,23 | 60,28 | 0,05 | 0,01 | 39,11 |
| Байбичекан, скв. 10 | Светло - розовый | 0,59 | 60,28 | 0,18 | 0,01 | 39,15 |
| | Розовый | 0,78 | 59,84 | 0,23 | 0,01 | 38,89 |
| | Серый | 0,79 | 59,84 | 0,23 | 0,01 | 38,89 |
| | Бесцветный | 0,11 | 60,28 | 0,03 | 0,01 | 39,09 |
| | Кремовый | 0,78 | 59,84 | 0,24 | 0,02 | 38,84 |
| | Светло - розовый | 0,72 | 60,28 | 0,25 | 0,01 | 39,15 |
| Тюбегатан, скв. 49 | Светло - розовый | Сл. | 60,83 | 0,14 | — | 39,04 |
| | Розовый | Сл. | 60,88 | — | — | 39,44 |
| | Густо - розовый | 0,90 | 59,58 | 0,44 | — | 38,52 |
| Тюбегатан, скв. 42 | Серый | 0,41 | 60,47 | 0,20 | — | 39,17 |
| | Синий | — | 60,83 | — | — | 39,25 |
| Тюбегатан, скв. 4 | Бесцветный | 0,71 | 60,19 | 0,30 | 0,02 | 39,01 |
| | Бледно - розовый | 1,19 | 58,51 | 0,49 | 0,04 | 37,80 |
| Северный Гаур- дак, скв. 10 | Белый | 0,11 | 60,72 | — | 0,22 | 39,00 |
| | Розовый | 0,95 | 59,83 | 0,40 | 0,04 | 38,59 |
| Карлюк, скв. 54 | Серый | 1,02 | 59,40 | 0,45 | 0,01 | 38,35 |
| Карлюк, скв. 61 | бледно - розовый | 1,17 | 59,40 | 0,61 | 0,01 | 38,24 |
| Кугитанг, скв. 35 | Розовый | 0,85 | 59,22 | 0,40 | 0,07 | 38,33 |
| Альмурадская гало | | | | | | |
| Карлюк, скв. 77 | Светло-розовый | 0,63 | 59,38 | 0,31 | 0,02 | 38,41 |
| | То же | 1,61 | 59,03 | 0,74 | 0,01 | 38,18 |
| Карабиль, скв. 95 | Серый | 0,05 | 60,45 | 0,08 | 0,01 | 39,11 |
| | То же | 0,46 | 59,74 | 0,11 | 0,06 | 38,72 |
| Неогеновые соленос | | | | | | |
| Северо-Западная Фергана, Кызылджан | | 0,45 | 57,85 | 0,24 | Сл. | 37,54 |
| | | 0,43 | 55,46 | 0,20 | Сл. | 36,07 |
| Современные соленос | | | | | | |
| Оз. Денгизкуль | Старосадка | 1,44 | 58,51 | 0,05 | 0,33 | 37,93 |
| | То же | 1,69 | 58,50 | 0,08 | 0,29 | 38,97 |
| Оз. Барсакельмес (обр. 460/1) | | 1,15 | 58,15 | 0,48 | 0,19 | 37,52 |
| Оз. Камысбулак | | 2,14 | 56,74 | 0,46 | 0,06 | 37,16 |

галита, вес. %

| К | H ₂ O | Нерастворимый остаток | Br | Сумма | Количество галита | Автор |
|-----------------|------------------|-----------------------|---------|--------|-------------------|--|
| генная формация | | | | | | |
| 0,02 | 0,02 | 0,21 | 0,0049 | 99—93 | 99,33 | Габрильян и Филатова, 1967 |
| 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,0061 | 100,28 | 99,35 | |
| 0,01 | 0,11 | 0,11 | He опр. | 99,98 | 98,63 | |
| 0,02 | 0,08 | 0,16 | 0,0059 | 100,02 | 98,63 | |
| 0,01 | 0,10 | He об. | 0,0027 | 99,63 | 99,36 | |
| 0,02 | 0,05 | 0,10 | 0,0041 | 99,89 | 98,60 | |
| — | 0,02 | 0,08 | 0,0041 | 100,51 | 99,33 | |
| 0,4 | — | — | 0,001 | 100,41 | 99,23 | Филатова и Логачева, 1963 |
| Сл. | — | — | 0,0015 | 100,27 | 100,27 | |
| 0,08 | 0,46 | 0,02 | 0,0014 | 100,00 | 97,91 | |
| 0,02 | — | 0,49 | 0,0008 | 100,76 | 99,59 | |
| 0,33 | — | 0,12 | 0,0033 | 100,53 | 99,77 | Ишниязов, Мухамеджанов, 1962 Филатова и Габрильян, 1965 |
| 0,03 | 0,09 | 0,18 | — | 100,53 | 99,19 | |
| 0,12 | 0,18 | 1,68 | — | 100,02 | 96,08 | |
| 0,01 | 0,08 | — | — | 100,14 | 99,13 | |
| 0,23 | 0,06 | — | — | 100,10 | 98,02 | Герасимова, Седлецкий, 1969 |
| 0,22 | — | — | — | 99,45 | 97,59 | |
| 0,21 | — | — | — | 99,64 | 97,21 | |
| 0,22 | — | — | — | 99,09 | 97,44 | |
| 0,01 | — | — | — | 98,76 | 97,64 | |
| генная формация | | | | | | |
| 0,01 | — | — | — | 98,76 | 97,64 | Герасимова, Седлецкий, 1969 |
| 0,01 | — | — | — | 99,58 | 97,21 | |
| 0,01 | — | — | — | 99,71 | 99,42 | |
| 0,01 | — | — | — | 99,10 | 98,43 | |
| ные отложения | | | | | | |
| Сл. | 0,05 | 3,74 | 0,0004 | 99,87 | 95,43 | Прихидько, Грамм, 1958 |
| 0,016 | 0,23 | 7,62 | 0,0002 | 100,03 | 91,50 | |
| ные отложения | | | | | | |
| 0,034 | — | 0,43 | — | 99,72 | 96,45 | Рубанов, 1966 |
| — | 0,48 | 0,12 | — | 100,13 | 96,46 | |
| — | 0,46 | 1,52 | — | 99,47 | 95,38 | |
| Сл. | 0,56 | 2,62 | — | 99,74 | 94,46 | |

редованием светлых, серых или черных слоев, образовавшихся в разное время года. В корневой соли отмечается массивная, друзовая и кавернозная текстуры.

В соляных озерах и ископаемых третичных соленосных отложениях, которые образовались в континентальной или преимущественно континентальной обстановке, галит встречается в парагенезисе с гипсом, гексагидритом, эпсомитом, тенардитом, мирабилитом, глауберитом, тронной, содой. В верхнеюрской галогенной формации галит, отложившийся из морских вод, находится в тесном парагенезисе с ангидритом, карбонатами, сильвином, карналлитом, редко риннеитом. Пустоты, образовавшиеся при его растворении, нередко выполняются глиной, гипсом, пиритом и другими минералами эпигенетического происхождения. На территории Узбекистана и на сопредельных площадях большие скопления галита образовались в верхнеюрскую, нижнемеловую, миоценовую и олигоценую геологические эпохи. В соляных озерах отложение галита началось в четвертичный период и продолжается в настоящее время.

Гипергенный галит установлен И. М. Головановым (1965) в зоне окисления полиметаллического месторождения Кургашикан и С. К. Арбузовой (1957) в Канимансуре.

В Кургашикане галит приурочен к контакту выветрелых сиенито-диоритов с лессами в виде корочек, порошковатых масс и выцветов. Строение агрегатов галита мелкобородавчатое (размер 2 мм). Излом отдельных бородавок радиально-лучистый. Своим возникновением минерал обязан водам, промывающим засоленные участки лессов. В Канимансуре, по данным С. К. Арбузовой (1957), в древних выработках по стенкам трещин имеются налеты порошкового белого галита.

Сильвин — КСI

Калийная соль открыта случайно в 1930 г. В. А. Корвацкий обратил внимание на отдельные образцы соли, продававшейся на базаре в г. Самарканде, и определил в них присутствие хлористого калия. До этого в работах геологов даже не упоминалась вероятность нахождения калийных солей среди каменной. В последующие годы был открыт ряд калийных месторождений (Шугин, 1935).

Сильвин имеет кристаллически зернистое строение. Размер индивидов от тысячных долей миллиметра до 2—3 см, преобладает 0,1—1,0 см. Зерна ксеноморфные, иногда с причудливо-извилистыми контурами. Редко встречаются идиоморфные кубические кристаллы.

В карналлитовых породах сильвин образует вкрапленники-овалы со следами слабого растворения по периферии. В бедных силь-

винитах часто встречаются сильно вытянутые зерна сильвина, располагающиеся в виде цепочек или четок между относительно крупными выделениями галита.

Микровключения сильвина в галите размером 0,01 мм имеют округлую, овальную, палочковидную, иногда нитевидную форму, располагаются по плоскостям спайности галита. В свою очередь в сильвине нередко присутствуют микровключения галита округлой каплевидной и кубической формы размером 0,01 мм и мельче, также закономерно ориентированные параллельно плоскостям спайности. Вторичный сильвин имеет волокнистое строение и прожилковую форму выделения.

Чистые разности описываемого минерала водяно-прозрачные и бесцветные, чаще встречаются кремовые и молочно-белые за счет микровключений рапы и газов. Окраска сильвина разнообразная: от светло-розовой и светло-оранжевой до темно-бурой и сургучно-красной. На участке Лялимкан встречен сильвин со слабым фиолетовым оттенком. В густо окрашенных сильвинитах при больших увеличениях различаются мельчайшие (от 0,001 до 0,05) чешуйки гематита шестиугольной или ромбической формы, тонкие иглы и хлопьевидные пятна гетита и гидрогетита, располагающиеся обычно беспорядочно; иногда они вытянуты в цепочки параллельно плоскости спайности.

Блеск стеклянный, твердость 1,5—2, на грани куба несколько выше, чем на грани октаэдра. Спайность весьма совершенная по (100). Удельный вес бесцветного сильвина 1,98, красного 2,10—2,17. Удельный вес красного сильвина увеличивается за счет включений гематита и других гетерогенных примесей.

На вкус сильвин горько-соленый, слегка жгучий. С AgNO_3 дает реакцию на хлор, а перед паяльной трубкой испаряется, окрашивая пламя в фиолетовый цвет.

В проходящем свете бесцветен, изотропен. Показатель преломления сильвина различного цвета варьирует от 1,487 до 1,491, у вторичного волокнистого сильвина повышается до 1,493—1,494.

Наличие в проанализированных пробах примеси Na связано с галитом, Ca, Mg, SO_3 с карбонатами, ангидритом и микровключениями рапы, нерастворимый остаток обусловлен гидроокислами железа, кварцем, глинистым веществом (0,01—1,5%) (табл. 48).

В сильвинах постоянно присутствуют примеси Bg и Rb, изоморфно замещающие Cl и K. Количество Bg от 0,007 до 0,08%, Rb составляет от 0,005 до 0,07%. Наиболее высокие содержания этих элементов обнаружены в сильвине молочно-белого цвета. В нем иногда присутствует также Li (до 0,0005%).

Спектральным анализом в сильвине выявлены примеси Si, Al (0,0n%); Fe (0,00n—0,0n%), Ti, Cu, реже Mn и очень редко V, Mo, Ag. На кривых нагревания сильвина с небольшой примесью галита (место-

рождение Тюбегатан) фиксируется интенсивный эндотермический эффект с максимумом при 740°C.

На месторождении Акбаш, Тюбегатан, Гаурдак, Карлюк и др. в верхней части верхнеюрской соляной толщи сильвин залегает в виде

Химический состав

| Место взятия образца | Цвет сильвина | SO ₄ | Cl | Ca | Mg | Na |
|-----------------------------------|---------------|-----------------|-------|------|------|-------|
| Тюбегатан, скв. 38 | Пестрый | Сл. | 48,23 | 0,02 | — | 1,37 |
| скв. 4 | То же | Сл. | 49,85 | 0,06 | — | 5,54 |
| скв. 35 | Красный | Сл. | 48,23 | 0,02 | — | 0,98 |
| Там же | То же | — | 48,59 | 0,10 | — | 3,02 |
| | Молочно-белый | Сл. | 48,23 | 0,02 | — | 0,64 |
| | То же | — | 48,32 | — | — | 2,65 |
| Северный Гаур- дак, скв. 10 | Молочно-белый | 0,06 | 48,75 | — | 0,49 | 1,29 |
| скв. 8 | Розовый | 0,10 | 48,75 | 0,02 | 0,24 | 1,75 |
| скв. 9 | Кремовый | 0,18 | 51,41 | 0,08 | 0,16 | 11,88 |
| Кугитанская пло- щадь, скв. 31 | Молочно-белый | — | 47,34 | — | — | 3,41 |
| | То же | — | 47,63 | — | — | 0,66 |
| Карлюк, скв. 52 | | 0,02 | 47,34 | — | — | 3,05 |
| скв. 46 | Темно-красный | 0,14 | 46,92 | 0,12 | 0,04 | 0,84 |

пластов, линз и пропластков сильвинитовых и сильвин-карналлитовых пород. В разрезах с высокой насыщенностью калийными солями сближенные пласты (до 6) объединяются в калиеносные горизонты. Мощности пластов сильвина от десятых долей до 5—10 м, реже достигают 20 м и более.

Пласты сильвина переслаиваются с пластами каменной соли, нередко содержащей неравномерную вкрапленность сильвина и карналлита. В виде мелких включений, гнезд, прожилок, линзочек, расплывчатых пятен сильвин присутствует в каменной соли. Значительно реже он наблюдается в виде вкрапленности и скоплений неправильной формы в галит-ангидритовых породах (Попов, Садыков, 1968). Сильвин встречается почти во всех современных соляных озерах. Его мелкие (до 0,05 мм) включения иногда наблюдаются в галите и еще реже в астраханите. Сильвин кристаллизуется непосредственно из рассолов во впадинах дна обширных галитовых бассейнов.

В современных соляных озерах сильвин выпадает из остаточной рапы в периоды высыхания озер или на стадии «сухого озера» в верхней части соляной залежи, когда рапа уходит ниже уровня соли.

Подчиненное значение имеет сильвин вторичного происхождения, возникший в результате разложения карналлита (Герасимова и Седлецкий, 1969) и выпадения из рассолов, циркулирующих в соляной толще.

Таблица 48

сильвина, вес. %

| К | Вг | Нерастворимый остаток | Сумма | Содержание сильвина | Автор |
|-------|-------|-----------------------|--------|---------------------|------------------------------|
| 50,72 | 0,02 | 0,01 | 100,37 | 96,71 | Филатова и Логачева, 1963 |
| 44,38 | 0,011 | 0,31 | 100,15 | 84,62 | |
| 52,44 | 0,018 | 0,2 | 101,71 | 98,09 | |
| 48,24 | 0,016 | 0,43 | 100,40 | 91,99 | |
| 52,02 | 0,007 | — | 100,92 | 99,24 | |
| 48,77 | — | 0,02 | 99,76 | 92,99 | Филатова и Габрильянц, 1965 |
| 50,00 | — | — | 100,59 | 95,35 | |
| 50,00 | — | — | 100,86 | 95,34 | |
| 36,00 | — | — | 99,71 | 68,65 | Попов, 1966 |
| 48,62 | 0,07 | — | 99,44 | 92,69 | |
| 51,54 | 0,08 | — | 99,82 | 98,08 | |
| 48,85 | 0,08 | 0,07 | 99,41 | 93,14 | Герасимова и Седлецкий, 1969 |
| 50,06 | — | 1,49 | 99,61 | 95,34 | |

Парагенными сильвину являются галит и карналлит, редко риннит, а также глинистые минералы, гематит, гетит, карбонаты доломит-магнезитового ряда.

Крупные скопления сильвина на юге Средней Азии образовались в верхнеюрскую геологическую эпоху.

Хлораргирит — AgCl

Хлораргирит известен в нескольких пунктах в Кураминском хребте: на полиметаллическом месторождении Кургашикан (Голованов, 1965), на Pb-Ag Канджол (Турлычкин, 1971) и Лашкерек (по данным Г. А. Осиповой), в золоторудном поле Чадак (по данным М. И. Монсеевой) и Ni-Co-Ag рудопоявления Актепе (по данным Д. А. Сахор). Заметные количества хлораргирита обнаружены в полиметаллическом месторождении Лачинхана в Угамском хребте (Дунин-Барковская, 1960). Единичные находки отмечались в Восточно-Кармазарских полиметаллических месторождениях. В Кызылкумах и Зирабулакских горах хлораргирит известен в ряде золоторудных месторождений с низко-

пробным золотом (Бадалова, 1966; Бадалова, Кромская, Паздзерская, 1970; Паздзерская, Паздзерский, 1971).

Хлораргирит образует натечные и кристаллические корочки, изогнутые проволокообразные выделения и отдельные кристаллы в форме куба и октаэдра (рис. 49). Размер выделений от 0,1 до 2 мм, отдельные кристаллы с длиной ребра 0,02 (Лачинхана) — 1 мм (Западный Узбекистан). В месторождении Кургашинокан минерал встречается в виде темно-серого пигмента, образующего тонкие полоски толщиной около 1 мм

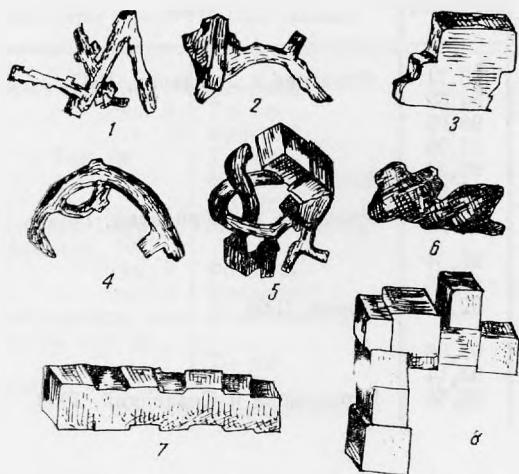


Рис. 49. Облик выделений хлораргирита из Лачинханы.

1, 2, 4, 5 — проволокообразные; 6 — натечные корочки; 3, 7, 8 — сростки кристаллов (Дунин-Барковская, 1960).

в массе кристаллических корочек белого церуссита. Хлораргиритовый пигмент располагается вблизи границы замещения галенита церусситом.

Цвет минерала серовато-кремовый, фиолетово-серый (Пирмираб), темно- и светло-серый (Кургашинокан, Лачинхана), зеленоватый, ярко-зеленый, розоватый, желтоватый (Лачинхана). С течением времени хлораргирит на свету разлагается и чернеет. Блеск восковой. Твердость 1—1,5. Очень ковкий, легко давится иглой и сплющивается в лепешку. Удельный вес 5,59 (Актепе).

Хлораргирит дает характерную реакцию на цинковой пластинке, смоченной каплей воды. Он вспучивается, чернеет и восстанавливается до металлического серебра.

По данным спектральных анализов, кроме постоянных примесей Cu, Sb, Bi, Mn, Fe отмечаются и некоторые типоморфные. Хлораргирит из золотого месторождения содержит примесь Au, а из Ni-Co-Ag — Hg, Ni, Co, Mo и As.

Рентгенограмма хлораргирита из Лачинханы, Каракутана и Актепе по ведущим линиям отвечает эталону.

Хлораргирит — главный серебряный минерал зоны окисления рудных месторождений, имеющих в своем составе первичную серебряную минерализацию.

Описываемый минерал ассоциирует в Лачинхане с гидроокислами железа, пльумбозитом, ярозитом, церусситом, баритом.

В Кургашинке хлораргирит слагает корочки, пленки и пигментирует массу белого церуссита. По данным пробирного анализа описываемый церуссит содержит 12700 г/т Ag (Голованов, 1965).

На Пирмирабе (Чадак) хлораргирит отложился в виде пленок и корочек, в которых имеются реликтовые остатки от замещения самородного серебра.

В Канджоле и Замбараке минерал слагает корки и примазки на кристаллах кварца, сажистых массах пиролюзита и на лимоните. Он тесно ассоциирует с церусситом, англезитом, ярозитом и самородным серебром.

В Кызылкумах хлораргирит приурочен к золоторудным месторождениям, в кварцевых жилах которых совместно с другими гипергенными минералами образует тонкие корки, лепешечки и редкие кристаллики.

Главнейшими источниками серебра являются низкопробное золото и серебряные сульфосоли.

Хлораргирит образуется в верхних частях зоны окисления при смешении поверхностных хлоридных вод с подземными, содержащими серебро в виде легкорастворимого сульфата. В результате реакции выпадает труднорастворимый хлорид серебра — хлораргирит, за счет которого зоны окисления некоторых месторождений значительно обогащаются серебром по сравнению с первичными рудами.

Нантоцит — CuCl

Имеются устные указания о наличии нантоцита среди минералов медистых песчаников Науката. А. С. Уклонский (1954) приводит нантоцит в списке медных минералов Средней Азии.

Присутствие нантоцита среди медистых песчаников, находящихся в полупустынных условиях, вполне вероятно.

Иодаргирит — AgI

Минерал установлен в Центральных Кызылкумах в двух пунктах: в горах Бельтау в зоне окисления золотого месторождения (Бадалова, Кромская, Паздзерская, 1970) и в коре выветривания углеродистокремнистых сланцев.

Иодаргирит образует чешуйчатые агрегаты, в Бельтау встречаются кристаллы гексагонального облика (0,05—0,15 мм).

Цвет минерала соломенно- и серно-желтый. Блеск жирный, перламутровый. Менее ковок, чем хлораргирит, расщепляется на чешуйки.

В шлифах в проходящем свете бесцветен. Одноосный (+). $N_0 = 2,02—2,05$. Цвета интерференции аномальные.

Межплоскостные расстояния йодаргирита из кремнисто-углеродистых сланцев совпадают с эталоном. К числу главных линий относятся: 3,754(10); 2,292(7); 1,942(5); 1,098(4).

Йодаргирит в горах Бельтау встречается совместно с ярозитом и киноварью в зоне окисления кварцево-золото-серебряного месторождения.

В коре выветривания углеродисто-кремнистых сланцев минерал образует тончайшие корочки на кальците в ассоциации с малахитом, азуритом, корвуситом.

Коннелит — $\text{Cu}_{19}\text{Cl}_4(\text{OH})_{32}(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Коннелит установлен Д. А. Сахор (1968) на месторождении медистых песчаников Наукат в северо-западной части Ферганской долины и А. К. Касымовым (1966) в сульфидно-золотом рудопоявлении Кокпатас в Центральных Кызылкумах.

Минерал встречается в ограниченном количестве. В других частях Советского Союза неизвестен. Коннелит в Наукате слагает корочки толщиной до 1 мм, состоящие из тонких игольчатых кристаллов, срощенных в радиально-лучистые агрегаты. На одном участке месторождения обнаружен тонкий прослой (2—3 см) песчаника с коннелитовым цементом. В Кокпатасе образует радиально-лучистые или спутанно-волоконистые скопления, корки, примазки и плотные массы в пустотах выщелачивания по антимониту.

Цвет нежно лазурно-синий, черта светло-голубая, блеск стеклянный, твердость небольшая, хрупкий, просвечивает в краях, отдельные кристаллы прозрачны.

В проходящем свете синий, иногда с едва заметным плеохроизмом, одноосный (+), угасание прямое. Показатели преломления: $n_o = 1,732$; $n_e = 1,752$; $n_o - n_e = 0,020$ (Наукат); $n_o = 1,724$; $n_e = 1,745$ (Кокпатас).

Минерал легко растворяется в кислотах. Частичным химическим анализом в образце из Науката определены (%): Cu — 56,4; SO_3 — 3,34; H_2O — 17,38 (лаборатория ИГиГ АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова). Содержание указанных компонентов близко теоретическим значениям в коннелите.

Спектральным анализом обнаружены: Cu > 1%; Al, Si, Ca, Fe, Mg, Ti — 0,0%; Sr, Ba, Mn, Zn, Zr — 0,0%; Ni — 0,00%; Mo — сл. (Наукат). В кокпатаасском коннелите имеется еще примесь Ag, Be, As, Sb.

Рентгенограмма коннелита из Науката отвечает эталону. Главные линии: 8,108(8), 3,823(5), 3,243(8), 2,748(10), 2,506(9), 2,280(10), 1,752(5), 1,577(6), 1,486(7).

В Наукате минерал образовался в приповерхностной части зоны окисления в результате воздействия сульфатных вод на параатакамит. Обогащение вод сульфатными ионами связано с циркуляцией их в гипсоносных горизонтах месторождения.

В Кокпатазе коннелит встречается в зоне окисления сульфидно-золотого рудопоявления в ассоциации с малахитом и гидроромеитом в числе одного из поздних минералов.

Каломель — Hg_2Cl_2

Каломель в незначительных количествах встречена Ю. В. Финкельштейном (1961) на Мыкском ртутном месторождении (Туркестанский хр.), Карасу (Мальгузарские горы), на Джалгызе и Г. М. Чеботаревым на Буратбулаке (горы Каракчатау).

Каломель в Мыке образует мелкие друзы кристалликов и тонкокристаллические корочки на стенках пустот и трещин в песчаниках. Размеры кристаллов достигают 1,5 мм, друз — 2,5 см. Кристаллы имеют таблитчатую форму с отчетливо различными гранями базопинакоида, тетрагональных, дитетрагональных призм и дипирамид. Часто встречаются удлиненные кристаллы с ясно различимыми гранями тетрагональных призм и тетрагональных дипирамид. На Джалгызе и Буратбулаке каломель образует плотные тонкокристаллические скопления размером до 1,5 мм среди киновари.

Каломель бесцветна, чуть желтовата, на свету приобретает коричневый оттенок, прозрачна, с алмазным блеском. Удельный вес 6,86. Микротвердость 62 кг/мм² (определение Ю. М. Коршуновой).

В проходящем свете бесцветна; $2,67 < n_e > 2,55$; $1,99 < n_o > 1,94$. В отраженном свете светло-серая, отражательная способность близка к отражательной способности кальцита. Двуотражение и анизотропия очень сильные, рефлекс в буровато-серых и серых тонах. Содержание ртути в каломели с Мыкского месторождения составляет 83,3%, качественно установлен хлор.

Каломель образуется в зоне окисления ртутных месторождений в процессе изменения киновари под воздействием хлоридных вод. Ассоциирует с гипсом, самородной ртутью, эглестонитом и терлингуаитом.

Эглестонит — $\text{Hg}_6\text{Cl}_{4-2x}\text{O}_{1+x}$

Эглестонит — редкий минерал, встречающийся в Советском Союзе в Узбекистане и на Чукотке. Выявлен Ю. В. Финкельштейном (1961) в ртутном рудопоявлении Карасу (предгорья Мальгузарских гор), а позже найден В. А. Табачниковым в Буратбулаке в г. Каракчатау (Юж-

но-Нуратинский хребет) и изучен М. И. Исмаиловым (1963). Находки эглестонита отмечаются также в Мыке (Туркестанский хребет).

Эглестонит представлен плотными кристаллическими разностями и порошковатыми скоплениями. Имеет желтый и оранжево-желтый цвет, при дневном свете меняет окраску. При 2—3-минутном воздействии прямых солнечных лучей становится коричневым, при более длительном — черным. Черта желтая, на свету быстро чернеющая. Блеск в свежем изломе алмазный, излом неровный, твердость 2,5. Удельный вес 8,13. Занижение удельного веса связано с незначительной примесью каломели.

Эглестонит в проходящем свете желтовато-коричневый, изотропный, показатель преломления $N=2,51$. В отраженном свете серовато-белый, порошковатые разности светло-серые. Отражательная способность чуть ниже, чем у киновари, двуотражение очень слабое. Внутренние рефлексы в желтых, оранжевых и зеленовато-желтых тонах. В минерале качественно установлены Hg и Cl.

Рентгенограмма эглестонита из Карасу и Буратбулака соответствует эталонной. Главные линии в рентгенограммах эглестонита из Карасу — 4,0(6), 3,25(9), 2,53(9), 1,890(10), 1,703(7).

Эглестонит в месторождении Карасу выполняет пустоты в прожилке киновари или образует на ней корочки. Поверх корочек плотной разности минерала находятся скопления порошкового эглестонита в ассоциации с терлингуаитом, каломелью и гипсом. Размеры гнезд до 4,5 см. На Мыкском месторождении и на Буратбулаке минерал слагает тонкие пленки на стенках трещин в минерализованных киноварью песчаниках, а в Буратбулаке — еще желвакообразные выделения размером от долей миллиметра до 0,5 см по метациннабариту.

Эглестонит — гипергенный минерал, он возник в зоне окисления ртутных месторождений в результате разложения сульфидов ртути под влиянием хлорсодержащих грунтовых вод.

Терлингуаит — Hg_2ClO

Минерал выявлен Ю. В. Финкельштейном (1960) на месторождении Карасу.

Терлингуаит представлен плотными тонкокристаллическими агрегатами. Он темно-зеленый, полупрозрачный, имеет алмазный блеск, хрупок.

В отраженном свете минерал светло-серый, отражательная способность близка к отражательной способности эглестонита и метациннабарита. Терлингуаит обладает слабым двуотражением и анизотропией. Внутренние рефлексы ярко-зеленые различных оттенков (в отличие от эглестонита).

На рентгенограмме смеси терлингуанта и эглестонита имеются линии, характерные для обоих минералов.

Терлингуант ассоциирует с эглестонитом, с которым образуется одновременно за счет киловари. Он встречается в виде мелких почковидных образований округлой формы с гладкой блестящей поверхностью. Встречается еще с каломелью, самородной ртутью и гидроокислами железа. Образуется терлингуант в зоне гипергенеза за счет разложения киновари и привноса хлора поверхностными водами.

Бисмоклит — Bi₂SiO

Бисмоклит очень редкий минерал, и в мире имеется всего несколько его находок.

По внешнему виду бисмоклит трудно отличить от бисмита и бисмутита. Для его определения нужны точные методы.

Он установлен в Чаткало-Кураминских горах: на мышьяково-висмутовом месторождении Устарасай. Р. Назировой и Э. А. Дунин-Барковской и на медно-висмутовом Каптархана (Лурье, Шадлун, 1972).

На Устарасе бисмоклит присутствует в виде плотной мелкозернистой каемки шириной до 1—2 мм вокруг зерен и кристаллов самородного висмута, тонкой сетки по плоскостям его спайности с образованием частичных и полных псевдоморфоз, а также в тонкой смеси с висмутитом и бисмитом в псевдоморфозах по висмутину и свинцово-висмутовым сульфосолям. В Каптархане бисмоклит образует тонкие каемки или развивается вдоль трещинок спайности в сульфовисмутите серебра и свинца, айкините и висмутине, иногда с образованием частичных или полных псевдоморфоз (Лурье, Шадлун, 1972).

Бисмоклит из Устарасая серый, темно-серый и зеленоватс-серый, блеск жирный до тускловатого, в тонких осколках просвечивает. Под микроскопом в отраженном свете минерал из Каптарханы серовато-коричневого цвета, имеет слабую анизотропию. Твердость бисмоклита низкая, минерал хрупкий.

В образце из Каптарханы химически установлены Bi и Si. Имеется химический анализ смеси вторичных висмутовых минералов из Устарасая, образующих псевдоморфозы по висмуту. Присутствие в пробах 0,28 и 2,59% Si позволило Р. Назировой предположить наличие в анализированном материале бисмоклита в количестве 2,06 и 19,55%.

Рентгенограмма образца из Каптарханы соответствует эталону бисмоклита. Главные линии: 3,43(10), 2,75(10), 2,67(10), 1,572(6).

В полуокисленных кварц-шеелит-висмутовых жилах Устарасая бисмоклит развивается по самородному висмуту и в свою очередь покрыт корочкой бисмутита. В процессе окисления самородного висмута хлорид

Ві является промежуточным продуктом, а конечным — труднорастворимый карбонат базобисмутит.

Бисмоклит образовался в условиях гипергенеза в жарком климате.

Риннеит — $\text{NaK}_3[\text{FeCl}_6]$

Впервые в Советском Союзе риннеит был обнаружен в 1965 г. Л. И. Филатовой и Р. А. Габрильянц (1966) на территории Юго-Восточной Туркмении (Северный Гаурдак), на границе с Узбекистаном.

Риннеит — прозрачный минерал светло-фиолетового цвета со стекляннным блеском. Спайность по (1120) отчетливая, излом раковистый. Хрупкий, твердость 3. Удельный вес 2,31. В воде растворяется быстро, на вкус вяжущий.

Минерал одноосный, оптически положительный. Показатели преломления: $n_o = 1,589$; $n_e = 1,588$; двупреломление низкое, интерференционная окраска аномальная — ультрасиняя.

В анализируемом материале присутствовала тонкорассеянная примесь ангидрита и других сопутствующих минералов. При расчете формулы примеси были исключены из анализа и остаток пересчитан на 100%. Химический состав анализируемого риннеита близок к теоретическому, отвечающему формуле $\text{NaCl} \cdot 3\text{KCl} \cdot \text{FeCl}_2$. Небольшой избыток Cl, K и следы Mg, видимо, объясняются примесью карналлита, включения мелких зерен которого в риннеите наблюдались под микроскопом. Полуколичественным спектральным анализом в риннеите обнаружены незначительные примеси Si, Al, Ca, Mg.

| Компонент | Вес. % | Компонент | Вес. % |
|-----------|--------|------------------|--------|
| Na | 5,24 | Ca | 0,12 |
| K | 28,64 | SO ₃ | 0,08 |
| Fe | 12,90 | Br | 0,047 |
| Cl | 52,30 | H ₂ O | 0,11 |
| Mg | Сл. | Нераств. ост. | 0,24 |
| | | Сумма | 99,63 |

Рентгенограмма риннеита отвечает эталону.

Главные линии: 2,51(10), 1,727(8), 1,567(5), 1,362(7), 1,327(5), 1,124(6), 1,077(6).

Минерал образует гнезда (3,5—5 см) и линзы размером 6,0×2,0 см в сильвинитовой и ангидрит-галитовой породе.

Риннеит — первичный или раннедиагенетический минерал.

При длительном пребывании на воздухе риннеит с поверхности разлагается и покрывается бурой корочкой, состоящей из смеси мелких кубиков галита, сильвина и гидроокислов железа. Однако под тонким слоем этой корочки минерал не изменяется.

Атакамит — $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$

Впервые атакамит в Узбекистане установлен В. И. Вебером в 1913 г. среди нижнемеловых медистых песчаников Ширабада, а позже отмечался многими исследователями в аналогичных рудопроявлениях (Лаптиева, Мирошниченко, 1934; Королев, Русаков, 1935; Баскаков, 1941, 1966; Попов, Воробьев, 1955; Вертунов, 1956; Гриднев, 1958, 1960, 1961; материалы Д. А. Сахор).

Атакамит имеется в окисленных рудах некоторых месторождений Кураминского хребта: в Кальмакыре (данные А. В. Пуркина и М. И. Моисеевой), Кургашинкане (Голованов, 1965), Айгырбулаке (данные М. Р. Еникеева).

Атакамит известен в Центральных Кызылкумах на золотом рудопроявлении Алтынтау, на графит-медно-никелевом месторождении Тасказган в Бельтау (Бадалова, Кромская, 1966) и в Кокпатасе (Касымов, 1969).

Минерал образует скопления и друзы мелких кристалликов (1—2 мм) пластинчатого габитуса с вертикальной штриховкой на гранях (Кальмакыр), короткопризматические кристаллы, состоящие из комбинации двух ромбических призм, тоже с вертикальной штриховкой граней, спутанно-кристаллические агрегаты тонкоигельчатых кристаллов, напоминающих войлок (Кургашинкан), местами призматические кристаллы слагают расходящиеся пучки размером до 2,5 мм (Бельтау), розетки до 0,5 см и щеточки (Алтынтау), а также землистые и плотные разности (медистые песчаники).

Атакамит зеленого цвета различных оттенков: от ярко- до темно- и черно-зеленого, черта светло-зеленая. Блеск стеклянный, минерал хрупкий. Кристаллы просвечивают, иногда прозрачны. Твердость 3—3,5. Удельный вес 3,76 (Кальмакыр); 3,60 (Кургашинкан); 3,52 (Айгырбулак); 3,50 (Бельтау).

Оптические свойства: двуосный, отрицательный, $C = Ng$. Спайность совершенная и ясная в двух направлениях, угасание прямое. Обладает заметным плеохроизмом: Ng — зеленый, Nm — зеленовато-синий, Np — желтовато-зеленый (Кальмакыр); Ng — ярко-зеленый, Nm — желто-зеленый, Np — бледно-зеленый (Кургашинкан).

Минерал в закрытой трубке выделяет воду и чернеет.

Атакамит легко растворяется в кислотах и аммиаке. Небольшой кусочек минерала, введенный в пламя, интенсивно окрашивает его в голубой цвет.

В шлифах травится HNO_3 и HCl (образуется ямчатая поверхность), структура травления выступает от действия FeCl_3 .

Химический состав (вес. %) близок к теоретическому, некоторое отклонение связано с наличием нерастворимого остатка.

| Компонент | Кургашинокан, обр. 5006 | Тасказган, Центральные Кызылкумы |
|-----------------------------|----------------------------|-------------------------------------|
| Сu | 57,80 | 53,25 |
| Сl | 15,63 | 15,09 |
| О | 12,40 | 11,26 |
| H ₂ O | 12,70 | 12,00 |
| Прочие | 0,94 | 5,07 |
| Сумма | 99,47 | 96,67 |
| Лаборатория ИГ и Г АН УзССР | | МГ УзССР |
| Аналитик | П. Л. Прихидько | — |
| Авторы | Голованов, 1965; | Бадалова, Кромская, 1966 |

По данным спектральных анализов в числе характерных примесей в описываемом минерале из полиметаллических месторождений отмечаются Zn, Pb, Ag, а из медно-никелевых — Ni (до 0,2%) и Co.

Рентгенограммы атакамита из Кургашинокана, Бельтау и Алтын-тау отвечают эталону, к числу главных линий относятся: 5,392(3), 5,487(6), 5,487(7); 2,815(8), 2,890(5), 2,814(7); 2,726(8); 2,767(10); 2,755(8); 2,298(10), 2,263(9), 2,271(10); 1,890(2), 1,815(7), 1,820(3); 1,615(4); 1,504(7), 1,558(6).

Атакамит — характерный минерал зоны гипергенеза медьсодержащих месторождений. В Кальмакыре приурочен к поверхностным частям зоны окисления. Он образует мелкокристаллические корочки на брошантите, малахите, кварце толщиной не более 1 мм, пленки в промешутках между зернами кварца и псевдоморфозы по брошантиту.

В Кургашинокане минерал слагает корочки толщиной 1—2 мм и скопления кристаллов. Он ассоциирует с гипсом и гетитом и является одним из самых молодых минералов зоны окисления.

В Бельтау атакамит приурочен к зоне окисления графит-медно-никелевого месторождения, где развивается вместе с хризоколлой, гидроокислами железа и опалом в виде тонких корочек.

В Алтынтау минерал образует небольшие скопления кристаллов в ассоциации с малахитом, хризоколлой, хлораргиритом.

Атакамит характерен для областей с засушливым климатом. Хлор, необходимый для образования минерала, мог поступать за счет размыва перекрывающих некогда все вышеупомянутые месторождения соленосных третично-меловых отложений.

В медистых песчаниках атакамит широко распространен среди верхнемеловых и третичных отложений. Он присутствует в цементе, образует натеки и прожилки мощностью до 2,5 см и гленки на желваках самородной меди. Многие исследователи подчеркивают приуроченность атакамита к верхним частям залежей, где он возник в результате циркуляции вод, обогащенных хлором, и переработки ими других медных минералов — самородной меди, малахита, азурита и др. В ме-

дистых песчаниках наиболее крупного Наукатского месторождения, по данным Д. А. Сахор, минерал, ранее принимаемый за атакамит, оказался параатакамитом. Не исключено, что и в других пунктах будет то же самое.

Параатакамит — $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$

Параатакамит установлен в Наукате, ранее ошибочно принимался за атакамит (Сахор, 1965).

Параатакамит — самый распространенный минерал в зоне окисления месторождения медистых песчаников Наукат. Он слагает тонкопризматические агрегаты с размером индивидов 0,008—0,024 мм часто в параллельной ориентировке радиально-лучистые пучки и зернистые сростания. В пустотах встречаются мелкие друзочки, в которых хорошо ограненные кристаллы, состоящие из двух ромбических призм размером 0,1—0,4 мм с гладкими гранями, представляют собой параморфозы по атакамиту (рис. 50).

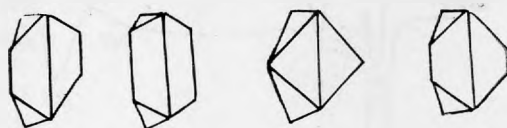


Рис. 50. Параморфозы кристаллов параатакамита по атакамиту из Науката.

Цвет от светло- до ярко-зеленого с голубоватым оттенком, блеск стеклянный, хрупок, излом раковистый, черта светло-зеленая, в краях просвечивает. В лучах ртутной кварцевой лампы приобретает оливковый цвет (метахроматизм).

В шлифах в проходящем свете светло-зеленый с голубоватым оттенком. Одноосный, положительный, погасание волнистое или пятнистое. Наблюдаются аномальные синие цвета интерференции, что характерно для параатакамита в отличие от атакамита. Двупреломление низкое.

По химическому составу минерал из Науката (вес. %) близок теоретическому:

| Компонент | Обр. 22 | Обр. 94 |
|------------------|---------|---------|
| Cu | 58,88 | 56,97 |
| Cl | 15,73 | 15,09 |
| O | 12,76 | 12,36 |
| H ₂ O | 12,34 | 14,84 |
| Сумма | 99,71 | 99,31 |

Лаборатория ИГиГ АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова. Спектральным анализом в минерале обнаружена примесь следующих элементов: Na, Ag, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Al, Si, Ti, Zr, Pb, V, Bi, Cr,

Mo, Mn, Fe. Полученные рентгенограммы параатакамита соответствуют эталону, в которых имеются линии 4,66; 3,39; 1,89, отсутствующие у атакамита.

На термограмме минерала отмечается два четко выраженных эндотермических эффекта соответственно при 275—290° и 425—435°, которые несколько ниже, чем на эталонных кривых, но с чем это связано, пока неизвестно (рис. 51).

Параатакамит приурочен к пластам песчаников верхнетретичного возраста и проявляется в виде отдельных прерывистых минерализованных участков, образующих полосу 20 км длиной и 3 км шириной, которая вытянута вдоль русла р. Сырдарья.

Минерал образовался выше уровня грунтовых вод, выделяясь в цементе песчаника в виде желваков различной формы размером от 3—6 мм до 2—5 см. Он замещает тенорит и, особенно, куприт и самородную медь с образованием раскопанных и реликтовых текстур и осаждается непосредственно из грунтовых вод, обрастая

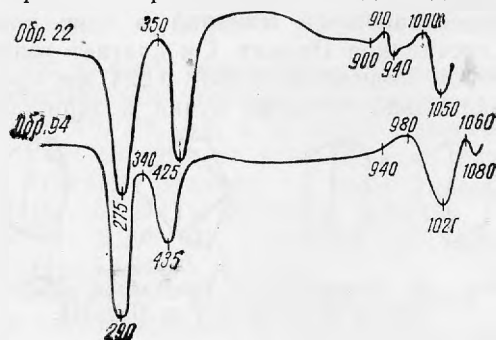


Рис. 51. Кривые нагревания параатакамита из Науката.

песчинки корочками параллельно-шестоватой структуры.

Параатакамит — наиболее поздний минерал зоны окисления. Он легко растворим, ввиду чего многократно переотлагается. Так, при восстановлении шурфа, пройденного в 1941 г., был обнаружен параатакамит на стенках выработок, на крепи и организмах (саранче, жуках) в виде тонких ярко-зеленых корочек в парагенезисе с галитом и гипсом. Фиксация меди в хлоридной форме связана с насыщенностью грунтовых вод хлором. Воды формируются в соленосных горизонтах, где мощность пластов соли достигает 20—25 м. Содержание хлора в грунтовых водах Наукатского месторождения составляет 92630 мг/л.

Наличие параморфоз параатакамита по атакамиту может свидетельствовать о взаимном переходе этих двух форм друг в друга.

Карналлит — $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Впервые карналлит в Средней Азии был обнаружен в верхнеюрской соляной толще на участке Тузкан месторождения Гаурдак (Уклонский, 1932; Культиасов, 1932).

Карналлит образует мелкие (0,1—1,0 мм) полигональной формы

зерна, плотно прилегающие друг к другу и ксеноморфные. Минерал в прожилках крупнокристаллический параллельноволокнисто-шестоватого строения. Его удлиненные кристаллы расположены перпендикулярно к стенкам трещин.

Карналлит бывает прозрачный, бесцветный или молочно-белый, светло-розовый, желтый, густо-оранжевый, светло- и ярко-красный.

Прозрачные зерна карналлита редко содержат включения ангидрита, магнезита и глинистых минералов. В красной и густо-оранжевой разновидности в значительных количествах постоянно присутствуют бурые иглы гидрогетита, чешуйки гематита и крипнокристаллические хлопьевидные скопления окислов железа, равномерно рассеянные в минерале. В густоокрашенных разновидностях наблюдаются чешуйки гематита, расположенные ориентированно. Иногда в карналлите проявляется зональное строение кристаллов.

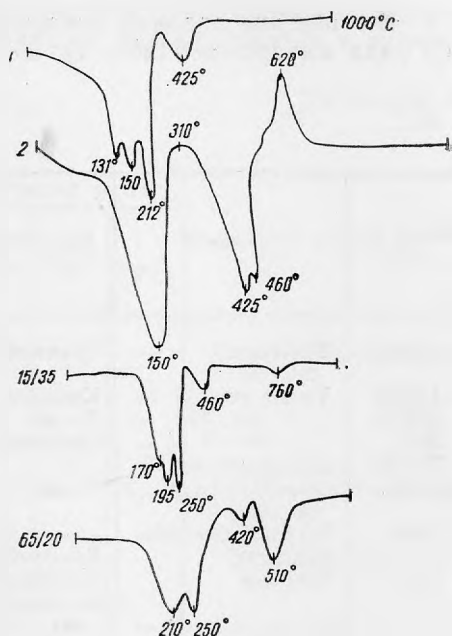


Рис. 52. Кривые нагревания карналлита из Тюбегатана.

1, 2—белый и красный жильный карналлит (Петров, 1951). 15/35—ярко-оранжевый волокнистый прожилковый карналлит (Ишниязов и др., 1962); 65/20—жильный карналлит (Мирахмедов, 1967).

Блеск минерала стеклянный, он сильно гигроскопичен, на воздухе быстро сыреет и блеск у него становится жирный. Твердость 2—3, спайность отсутствует, излом раковистый. Удельный вес 1,59 (Лялимкан), 1,68—1,70 (Тюбегатан). На вкус жгучий, горько-соленый.

В шлифах в проходящем свете бесцветный, двусосный, положительный, часто образует двойники. Показатели преломления несколько колеблются: по Ng 1,488—1,496, Np—1,463—1,471.

| Месторождение | Характеристика минерала | Ng | Np | Автор |
|---------------|-------------------------------------|-------|-------|------------------|
| Лялимкан | Карналлит в виде включений в галите | 1,496 | 1,466 | Мирахмедов, 1967 |

| | | | | |
|-----------|----------------------|-------|-------|--|
| Тюбегатан | Волокнистые прожилки | 1,492 | 1,464 | Ишниязов, Мухамеджанов, 1962 Петров, 1951 |
| | | 1,492 | 1,465 | |
| | | 1,496 | 1,468 | |
| | | 1,495 | 1,464 | |
| | | 1,488 | 1,463 | |
| | | 1,495 | 1,471 | По В. С. Попову |

Химические анализы показывают, что карналлит содержит примеси ряда минералов (табл. 49, 50). Избыток $MgCl_2$ обусловлен включе-

Химический состав пластового

| Номер образца | Место взятия | Цвет минерала | SO ₄ | Cl | Ca | Mg | Na | K |
|-------------------|--------------------------|------------------------------|-----------------|-------|------|------|-------|-------|
| 16/49 | Тюбегатан, скв. 49 | Оранжевый | — | 38,49 | — | 8,54 | 0,53 | 14,06 |
| 173/35 | То же скв. 35 | Красный | — | 38,66 | — | 8,41 | 0,90 | 14,06 |
| 212/35 | " скв. 35 | То же | — | 39,54 | 0,04 | 8,20 | 2,32 | 13,31 |
| 3995 | " скв. 6 | Оранжевый | 0,17 | 36,70 | — | 6,10 | 3,02 | 15,71 |
| 70/12 | Лялимкан, скв. 70 | Сл. | Сл. | 38,60 | — | 8,20 | 0,60 | 15,19 |
| 32/10 | Северный Гаурдак скв. 10 | То же | 0,11 | 45,21 | — | 9,24 | 3,98 | 13,42 |
| 2899 | Гаурдак, скв. 545 | | 0,23 | 41,89 | — | 6,14 | 6,21 | 14,74 |
| 1 | Гаурдак | Красный | — | 38,65 | — | 8,23 | 2,46 | 13,82 |
| 44/3 | Гаурдак | Ярко-красный (с включениями) | 0,0 | 48,15 | 0,0 | 2,68 | 12,62 | 22,10 |
| 1248 | То же | То же | 0,0 | 43,53 | 0,0 | 4,54 | 7,29 | 20,97 |
| 1203 | " | " | 0,45 | 47,92 | 0,0 | 3,01 | 17,32 | 14,62 |
| 1245 | " | " | 0,33 | 44,22 | 0,61 | 3,73 | 7,44 | 23,72 |
| 3817 | Кугитанг, скв. 33 | Ярко-оранжевый | 0,16 | 38,30 | — | 7,38 | 2,99 | 13,41 |
| 3982 ^a | Карлюк, скв. 61 | Розовый | 0,15 | 39,89 | — | 6,95 | 5,23 | 12,75 |
| | Карлюк, скв. 61 | Красновато-оранжевый | 0,39 | 38,38 | 0,12 | 8,51 | 0,58 | 14,07 |
| | скв. 20 | Оранжевый | 1,62 | 37,67 | 0,58 | 8,34 | 0,06 | 14,80 |
| | скв. 64 | То же | — | 38,09 | Сл. | 8,70 | — | 14,00 |
| 3985 | Карлюк, скв. 61 | " | 0,15 | 43,08 | — | 6,04 | 7,99 | 14,49 |
| 3986 | " | Розовый | 0,16 | 41,13 | — | 6,04 | 11,31 | 8,89 |

нием эвтонической рапы, а появление S и Ca — включениями ангидрита. Важной составной частью карналлитов является Fe^{+2} , входящий

в состав водонерастворимого остатка. Его содержание достигает 0,3% и более (Прихидько, 1951).

В минерале отмечаются примеси Вг и Rb, причем Вг изоморфно замещает Cl, а Rb→K. Максимальное содержание Вг в изученных карналлитах не более 0,09—0,15%, что значительно ниже по сравнению с его содержанием в карналлитах других месторождений.

Количество примеси брома в карналлите характеризует условия его образования, а именно — карналлиты, образовавшиеся в морской

Таблица 49

карналлита, вес. %

| H ₂ O | Вг | Нерастворимый остаток | Сумма | Вероятный минералогический состав | | | | | Автор |
|------------------|--------|-----------------------|--------|-----------------------------------|---------|-------|----------|-------------------|---|
| | | | | карналлит | сильвин | галит | ангидрит | MgCl ₂ | |
| 38,35 | 0,0087 | 0,04 | 99,96 | 97,7 | 0,69 | 1,39 | — | — | Герасимова, Седлецкий, 1969 |
| 37,76 | 0,015 | 0,21 | 99,79 | 95,0 | 1,0 | 2,3 | — | — | |
| 36,20 | 0,005 | 0,50 | 99,51 | 93,6 | 0,5 | 5,9 | — | — | Мирахмедов, 1967 Герасимова, Седлецкий, 1969 |
| 27,2 | 0,07 | 0,41 | 89,38 | 69,8 | 11,1 | 7,68 | — | — | |
| 36,45 | — | 0,85 | 99,89 | 93,71 | 3,81 | 1,5 | — | — | |
| 28,00 | 0,049 | — | 100,2 | 71,98 | 6,27 | 10,12 | — | 10,51 | |
| 27,30 | 0,08 | 2,58 | 99,17 | 70,07 | 9,29 | 15,79 | — | — | Прихидько, 1951 |
| 36,83 | 0,0864 | 0,34 | 100,42 | 93,86 | 1,16 | 3,99 | — | — | |
| 11,10 | — | 3,35 | 100,00 | 28,5 | 34,5 | 32,10 | — | — | Петров, 1951 |
| 19,04 | — | 4,95 | 100,32 | 48,93 | 26,85 | 18,52 | — | — | |
| 14,44 | — | 1,76 | 99,52 | 34,28 | 17,96 | 43,98 | — | — | Герасимова, Седлецкий, 1969 |
| 18,49 | — | 0,90 | 99,44 | 42,4 | 33,87 | 18,89 | 4,84 | — | |
| 32,91 | 0,07 | 0,64 | 95,86 | 84,33 | 2,94 | 7,60 | — | — | |
| 30,91 | 0,05 | 0,67 | 96,63 | 79,51 | 3,00 | 13,30 | — | — | |
| 37,72 | 0,06 | 0,05 | 99,88 | — | — | — | — | — | |
| 36,85 | 0,07 | 0,35 | 100,34 | — | — | — | — | — | |
| 38,71 | 0,06 | 0,03 | 99,59 | — | — | — | — | — | |
| 26,90 | 0,09 | 0,60 | 99,34 | 69,02 | 9,11 | 20,32 | — | — | |
| 24,63 | 0,06 | 0,93 | 93,15 | 63,2 | — | 28,76 | 2,0 | — | |

воде в нормальных условиях садки солей, имеют более высокое содержание брома по сравнению с прожилковыми переотложенными разностями. Данная закономерность подтверждается среднеазиатски-

ми карналлитами (Валяшко, 1962; Островская, 1963; Валяшко и Мандрыкина, 1952). Содержание рубидия, по данным полуколичественного спектрального анализа, изменяется от 0,008 до 0,15%. В редких образцах карналлита обнаружено до 0,005—0,008% Li. Содержание бора, как правило, не превышает 0,001—0,002%. Спектроскопическое изучение карналлитов показало, что в них почти постоянно присутствуют Si, Ca (0,0п—0,п%); Fe (0,00п—0,п%), Al (0,00п—0,п%); Mn, Ti, V, Cu, Mo (0,00п% и менее). Большая часть перечисленных элементов

Химический состав вторичного прожилкового

| Номер образца | Место взятия | Цвет минерала | SO ₄ | Cl | Ca | Mg | Na | K |
|--------------------|------------------------|-------------------|-----------------|-------|------|------|------|-------|
| 3 | Гаурдак | Белый | — | 38,90 | — | 8,17 | — | 16,45 |
| 357 | Гаурдак, скв. 5 | Белый волокнистый | 0,0 | 41,94 | 0,0 | 7,04 | 5,65 | 12,74 |
| 1043 | скв. 7 | Оранжевый | 0,0 | 39,78 | 0,0 | 7,80 | 2,48 | 13,61 |
| 1159 | скв. 8 | " | 0,25 | 37,63 | 0,28 | 8,43 | 2,39 | 11,80 |
| 1179 | скв. 9 | " | 0,25 | 38,75 | 0,0 | 8,53 | — | 15,68 |
| 2 | Гаурдак | Оранжевый | — | 38,48 | 0,0 | 8,61 | — | 14,68 |
| 11 | Гаурдак, скв. 1 | Красный | 0,0 | 38,20 | 0,0 | 8,35 | 1,05 | 13,86 |
| 738 | скв. 6 | " | 0,0 | 38,2 | 0,0 | 8,55 | 0,0 | 14,6 |
| 971 | " | " | 0,09 | 40,56 | 0,39 | 7,84 | 1,33 | 15,5 |
| 6/52 | Тюбегатан, скв. 6 | Оранжевый | Сл. | 37,80 | 0,0 | 8,35 | 0,50 | 14,01 |
| 2 ^r /31 | Лялимкан, скв. 2-н/бис | Бледно-оранжевый | Сл. | 43,11 | 0,0 | 6,19 | 8,62 | 12,82 |
| 105/15 | Тюбегатан, скв. 105, | Оранжевый | Сл. | 40,79 | 0,0 | 5,98 | 2,07 | 22,24 |
| 6/6 | Тюбегатан, скв. 6 | Светло-оранжевый | Сл. | 43,40 | 0,0 | 6,52 | 9,50 | 10,48 |
| 3 | Гаурдак | Белый | 0,0 | 38,90 | 0,0 | 8,17 | 0,0 | 16,45 |

связана с гетерогенными примесями и с микровключениями эвтонической рапы.

На кривых нагревания карналлита (рис. 52) два глубоких эндотермических эффекта: первый с максимумом 150°C и второй раздвоенный с максимумом 425 и 460°C, обусловленных соответственно потерей кристаллизационной воды и разложением обезвоженного карналлита. Экзотермический эффект с максимумом 620°C связан с полиморфными превращениями присутствующих в карналлите окислов железа.

Основная масса карналлита находится в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта в месторождениях Тюбегатан, Лялимкан, Карлюк, Карабиль, Окузбулак, Кызылмазар, Гаурдак.

Форма выделения карналлита разнообразная. Первичный зернистый карналлит обычно в смеси с сильвином и галитом залегает в виде мощных пластов, пропластков, линз и вкрапленности в галите. Текстура карналлитовых пород массивная, пятнистая и брекчиевидная.

Таблица 50

карналлита волокнистого строения, вес. %

| H ₂ O | Br | Нерас- твори- мый остаток | Сумма | Вероятный минеральный состав | | | | | Автор |
|------------------|--------|------------------------------------|--------|------------------------------|---------|-------|---------------|--------------|---------------------------------|
| | | | | карнал- лит | сильвин | галит | ангид- рит | лимо- нит | |
| 36,20 | 0,0658 | 0,08 | 99,87 | 93,35 | 6,31 | 0,00 | — | — | Прихидько, 1951 Петров, 1951 |
| 31,00 | — | 0,50 | 98,87 | 80,2 | 2,8 | 16,5 | 0,5 | — | |
| 33,82 | — | 2,03 | 99,52 | 86,92 | 2,62 | 6,31 | 0,0 | — | Прихидько, 1951 Петров, 1951 |
| 38,96 | — | 0,50 | 99,44 | 80,16 | — | 6,07 | 0,35 | 7,56 | |
| 35,16 | — | 1,06 | 99,43 | 90,36 | 5,63 | — | — | — | |
| 38,28 | 0,0826 | 0,05 | 100,21 | 98,21 | 1,61 | 0,0 | — | — | |
| 38,18 | — | 0,52 | 100,16 | 95,3 | 0,5 | 2,69 | — | — | |
| 36,05 | — | 0,02 | 97,42 | 95,3 | 2,10 | 0,0 | — | — | |
| 30,21 | — | 0,42 | 96,34 | 89,9 | 5,80 | 3,37 | 0,12 | — | Мирахмедов, 1967 |
| 37,22 | — | 1,92 | 99,80 | 95,42 | 1,10 | 1,26 | — | — | |
| 27,52 | — | 1,6 | 99,86 | 70,74 | 5,47 | 22,14 | — | — | |
| 26,52 | — | 2,26 | 99,86 | 68,33 | 24,07 | 5,26 | — | — | Прихидько, 1951 |
| 29,00 | — | 1,00 | 99,90 | 74,62 | — | 24,24 | — | — | |
| 36,20 | 0,0658 | 0,08 | 99,86 | 93,35 | 6,31 | 0,00 | — | — | |

В верхней части соляной толщи в виде прожилок совместно с сильвином и галитом широко распространен вторичный карналлит в виде жилок мощностью 5—6, иногда 10 см. В сильвинитах и каменной соли карналлит образует мелкие (от сотых долей до 1 мм) обособленные зерна или пластинки неправильной формы с неровными извилистыми контурами и включения неправильной формы, «запечатанные» внутри зерен галита, иногда вместе с сильвином. Размеры включений от 0,2 до 2, реже до 6 мм и крупнее (Петров, 1951; Мирахмедов, 1967 и др.). Карналлит в этих включениях образует тонкие волокна, отдельные мелкие зерна неправильной формы и их скопления.

Содержание карналлита в таких породах обычно не превышает 1—2%. Кроме того, мельчайшие кристаллики карналлита нередко присутствуют в жидких включениях в галите и сильвине.

В карналлит-галитовой породе встречаются мономинеральные участки, сложенные мелкими (от 0,1 до 0,5, иногда до 1,0 мм) зернами карналлита. Форма их неправильная с сильно извилистыми неровными контурами. Карналлит замещается сильвином и галитом, однако наиболее широко этот процесс проявился во вторичных образованиях (Петров, 1951), тогда как перекристаллизация и замещение в первичных карналлитах пластового залегания выражены слабо.

Основная масса карналлита образовалась в верхнеюрскую геологическую эпоху, а вторичные — в более позднее время. Условия образования карналлита различные. Слоистая сильвинито-карналлитовая порода возникла в обычных условиях накопления солей в солеродных бассейнах. Первичность происхождения ее подтверждается пластовым характером залегания и перемежающейся слоистостью галита и сильвинито-карналлита.

Волокнистая прожилковая сильвинито-карналлитовая порода белого и оранжевого цвета — вторичная. По тектоническим трещинам просачивались высокоминерализованные растворы, отлагая галит, сильвин, карналлит. Переотложенный прожилковый вторичный карналлит приурочен к верхним частям верхнеюрской соляной толщи.

Ярко-красный карналлит в виде включений развит в небольших количествах в форме «запечатанных» кристаллов в галите и является, видимо, первичным образованием, выкристаллизовавшимся из рапы в межкристалльных пустотах.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ (ПРОСТЫЕ И СЛОЖНЫЕ), НИОБАТЫ, ТАНТАЛАТЫ, АНТИМОНАТЫ

ПРОСТЫЕ ОКИСЛЫ ТИПА A_2O и AO

Куприт — Cu_2O

В небольших количествах куприт известен в окисленных рудах на медном месторождении Кальмакыр (Королева, 1935; Пуркин, 1935; Королев, 1940; Моисеева, 1949) и на полиметаллическом Кургашикан (Голованов, 1965) в Алмалыке. Имеются указания о находках описываемого минерала в других месторождениях Кураминского хребта — Лашкереке, Наугарзансае, Актепе, Гудасе, Чадаке и Восточно-Карамазарских полиметаллических месторождениях (Алтынтопкане). Известен в Лачинхане (Угамский хребет) и Лянгаре

(Западный Узбекистан). В заметных количествах находится в некоторых месторождениях медистых песчаников (Наукат, Варзык, Сумсар) и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Минерал бордово-красный, красно-бурый, края тонких осколков просвечивают рубиново-красным цветом, черта буровато-красная до коричнево-красной, блестящая, блеск алмазный, полуметаллический, иногда матовый, землистые разности непрозрачные. Удельный вес 5,92 (Кургашинкан); 5,90 (Кальмакыр). Микротвердость 205—249 $кг/мм^2$, средняя 227 $кг/мм^2$ (Наукат).

В полированных шлифах в отраженном свете куприт голубовато-белый. Внутренние рефлексы кроваво-красного цвета. Изотропен. При травлении HNO_3 покрывается пленкой металлической меди, затем быстро тускнеющей.

Рентгенограмма куприта из Науката показала хорошую сходимость с эталоном. Главные линии: 2,455 (10); 1,506 (9); 1,282 (9).

В Кальмакыре куприт приурочен к окисленным и смешанным рудам сульфидно-окисного состава. Он выделяется в виде коротеньких тонких прожилок толщиной 0,1—3 мм, зерен неправильной формы и тончайшей сыпи среди бурых железняков.

В шлифах прослеживаются все стадии замещения халькозина купритом. В куприте имеются включения зерен самородной меди. Сам куприт замещается малахитом, брошантитом и хризоколлой.

В Кургашинкане описываемый минерал приурочен к зоне вторичного сульфидного обогащения, выделяясь в виде жилок. Он ассоциирует с халькозином и самородной медью. Порядок отложения ассоциирующих минералов следующий: халькопирит — халькозин — куприт — медь самородная — брошантит — малахит — хризоколла. На всех остальных месторождениях Кураминского хребта куприт приурочен к зоне окисления. Встречается в виде мелких зерен размером 1—3 мм, содержащих точечные выделения самородной меди.

В Лачинхане скопления мелкозернистого куприта размером 1—2 см приурочены к кварцу в лежащем боку полиметаллического рудного тела. Его окаймляют тенорит, малахит и азурит. Внутри куприта мелкие зерна самородной меди. Положение куприта в парагенетическом ряду следующее: самородная медь — куприт — тенорит — малахит.

В месторождении осадочного типа Наукат, по данным Д. А. Сахор, куприт образует псевдоморфозы по желвакам самородной меди. Прослеживаются все стадии замещения цементационной меди купритом — от тонких краевых каемочек до полного замещения. Образование куприта происходит выше уровня грунтовых вод за счет окисления самородной меди кислородом воздуха по схеме $4Cu + O_2 = 2Cu_2O$. Сам куприт неустойчив и замещается теноритом и параатакамитом.

Тенорит — CuO Мелаконит

Тенорит в Узбекистане впервые установлен И. В. Мушкетовым в 1876 г. в районе Бричмуллы (Чаткальский хребет). В настоящее время он отмечен еще в пяти пунктах среди вторичных минералов в рудах следующих месторождений: Кальмакыр, Кызылгут (Кураминский хребет), Саргардон, Аурахмат, Лачинхана (Чаткальские горы), Кульдара (Южный Узбекистан) и в медистых песчаниках Науката.

Известны две морфологические разновидности окиси меди: в виде таблитчатых (Лачинхана), иногда собранных в радиально-лучистые агрегаты (Кызылгут), плотных разностей, относящихся к собственно тенориту, и рыхлых, местами уплотненных, скрытокристаллических — мелаконита. Минерал черный, черта черная, при растирании зеленеющая, блеск кристаллических разностей полуметаллический, хрупкий.

В полированных шлифах серовато-белый с желтоватым оттенком. Заметно двуотражение в воздухе. Анизотропен с характерными цветными эффектами от серовато-белого до синего.

Минерал легко растворяется в HCl и HNO_3 и дает положительную реакцию на медь.

Спектральный анализ тенорита из Кульдары, по данным С. Т. Бадалова и И. М. Голованова, показал примеси Fe, Zn, Mg, Mn, Ti, Ba.

Рентгенограммы тенорита из Кызылгута (1) и Лачинханы (2) показали хорошую сходимость с эталоном. Главные линии: (1) — 2,53 (10); 2,32 (10); 1,86 (7) (данные М. И. Моисеевой); (2) — 2,52 (10); 2,32 (10); 1,86 (5) (данные Э. А. Дунин-Барковской). По рентгенограмме тенорита Лачинханы вычислены параметры ячейки:

$$a_0 = 4,64 \text{ \AA}; b_0 = 5,04 \text{ \AA}$$

Тенорит — минерал зоны окисления медных и обогащенных халькопиритом месторождений. Он отлагается в виде пленок, просечек и прожилок. В Кальмакыре тенорит в различной степени замещает халькозин, придавая сажистый облик агрегатам. Химические анализы смеси обычно показывают преобладание меди над серой. Эта медь входит в состав тенорита, который развивается в виде каемок вокруг зерен куприта. Он образовался в ранние этапы формирования зоны окисления. В Лачинхане тенорит слагает гнезда до 5 см с медью и купритом в кварце и в виде таблитчатых кристаллов размером 1—2 мм развивается на корочках оливинита. В Кульдаре мелаконит образует тонкие порошокатые пленочки на пирите и замещается малахитом и азуритом.

Периклаз — MgO

Известна вкрапленность периклаза в дедоломитизированных породах в районе скарно-шеелитового месторождения Ингичке в виде изотропных зерен с высоким рельефом, встречаемых в ассоциации с бруситом (Ушаков, 1971). М. И. Исмаилов (1971) отмечает псевдоморфизм брусита по периклазу в магнезиальных скарнах в Яхтоне.

Н. И. Соловьев выявил периклаз в районе Кучара (Гава) среди ксенолитов карбонатных пород в эффузивах равашской свиты.

Периклаз образуется при высокотемпературном метаморфизме доломитов. Он ассоциирует с новообразованиями брусита, форстерита, флогопита и других магнезиальных минералов.

Иоцит — FeO

Иоцит в Узбекистане обнаружен впервые в 1965 г. Р. Г. Юсуповым в герцинских гранитоидах Кураминской зоны. Несколько позже (1967—1968 гг.) Т. Н. Далимов и Т. Т. Шарипов нашли его в липаритах нижнего карбона Юго-Западного Гиссара, а Д. Д. Дженчураев и Л. И. Соломович — в габбро-диоритах Гавайского района. Иоцит довольно распространен в герцинских гранитоидах Кураминского хребта (до 50 г/т), в породах трахит-липаритовой формации (P₂—T₁) его значительно меньше (1—10 г/т).

Иоцит выделяется в виде шариков, эллипсоидов и сигарообразных зерен. Размеры выделений от 0,001 до 1 мм, чаще 0,1—0,2 мм. Поверхность зерен бугристая, цвет серый до черного, хрупкий. Шарики иоцита в центре могут быть полыми или имеют ферритовое (α -Fe) ядро, обрамленное концентрически-зональными слоями иоцита, титаномагнетита, пикроильменита. На рентгенограмме иоцита обнаружены главные линии: 2,140 (10); 1,513 (6); 1,292 (3); 1,299 (2). Спектральным анализом, кроме железа, обнаружены: Al, Mn, Mg, Ti — 0,1%; Ca, Cu, Ni, Cr — 0,01%; Zn, Co, Mo — 0,001%. Отражательная способность колеблется от 45 до 55%, $\lambda=580$ м.

Иоцит — минерал протоматматического генезиса. Он образует включения в пироксенах, амфиболах, акцессорных магнетите и муассаните. В парагенезисе с ним встречаются: пикроильменит, магнетит, титаномагнетит, когенит, гранат, бадделлит.

Цинкит — ZnO

Цинкит известен в каолиноугольном месторождении Ангрен и относится к числу редко встречающихся минералов (Николаева, 1966).

Цвет желтовато-белый, полупрозрачный, хрупкий, излом раковинистый, имеет опаловидный облик. Черта желтая до оранжевой, блеск

от алмазного до металлического. При нагревании светится зеленоватым цветом.

По данным спектральных анализов, в минерале содержатся следующие компоненты: Zn — много; Cu \approx 1%; Ba — 0,1%; Si, Al, Fe — 0,01%; Mg, Mn, Ti, Mo, Zr — 0,001%. Рентгенограмма отвечает эталону.

Цинкит слагает землистые комочки и натечные корочки в углях и пропластках различных пород и образует налеты на клейофане. В цинковитовых корочках имеются реликты самородного цинка. В парагенетической ассоциации с цинкитом встречаются смитсонит, гидроцинкит и кальцит.

Глет — α -PbO

Глет обнаружен И. К. Брагиным в Замбаракском рудном поле в Кураминском хребте и диагностирован З. М. Протодяконовой.

Минерал оранжево-красного цвета, блеск жирный, прозрачен. Удельный вес 9,2. Химический состав минерала: Pb — 88,74%.

Обнаружен в осыпи в виде жилки толщиной 7—8 мм в измененных кварцевых порфирах.

Массикот — β -PbO

Известны упоминания о желтых свинцовых охрах типа массикота в районе мышьякового месторождения Бричмулла (Мушкетов, 1928), а также в более ранних работах этого автора (1875—1910). Какие-либо диагностические признаки минерала не приводятся.

ОКИСЛЫ ТИПА A_2O_3

Авиценнит — Tl_2O_3

Минерал с высоким содержанием таллия был выявлен в 1956 г. Х. Н. Карповой при изучении шлихов из Зирабулакских гор (вблизи селения Джузумли). Обнаруженный минерал детально исследован (Карпова и др., 1958; Конькова, Савельев, 1960) и назван авиценнитом в честь крупнейшего таджикского ученого XI в. Авиценны.

Минерал утвержден комиссией по новым минералам и по данным указанных исследователей охарактеризован в справочнике «Минералы», т. II (1965).

Авиценнит выделяется в виде мелких (десятые и сотые доли миллиметра) кристалликов в форме куба, похожих на перовскит.

Минерал черного цвета с буровато-серым оттенком. Блеск сильный, металловидный. Черта буровато-черная. Спайность неясная. Излом неровный, хрупок. Твердость между 3 и 5. Удельный вес, вычисленный по данным рентгенометрического анализа, равен 10,42.

В полированном шлифе цвет кремовый. Отражательная способность довольно высокая, изотропен, внутренние рефлексы отсутствуют.

Минерал хорошо растворяется на холоде в азотной и соляной кислотах. При этом его зерна в начале растворения покрываются

Т а б л и ц а 51

Рентгенограмма авиценнита из Зирабулакских гор (Fe-излучение, Д-57,3 мк)

| I | d/n | hkl | I | d/n | hkl |
|----|-------|-------------------------------------|---|--------|-------------|
| 2 | 4,30 | 211 | 2 | 1,316 | 822 |
| 3 | 3,30 | 222 β | 8 | 1,258 | 811 |
| 4 | 3,02 | 222 | 4 | 2,209 | 822 |
| 5 | 2,61 | 411 β 330 β | 1 | 1,185 | 930 β |
| 2 | 2,47 | 411 330 | 4 | 1,176 | 752 |
| 3 | 2,20 | 422 | 2 | 1,138 | 844 β |
| 6 | 2,06 | 422 521 β | 2 | 1,099 | — |
| 10 | 1,860 | 521 600 β 442 β | 3 | 1,097 | 930 |
| 3 | 1,720 | 600 422 541 β | 3 | 1,070 | 851 754 |
| 2 | 1,608 | 444 β | 3 | 1,060 | 844 |
| 9 | 1,581 | 541 | 1 | 1,037 | |
| 3 | 1,540 | 721 β 633 β 552 | 6 | 1,0011 | |
| 2 | 1,496 | 444 | 5 | 0,9979 | |
| 3 | 1,389 | 721 633 552 | 2 | 0,9747 | |
| 1 | 1,370 | 811 β 741 β 554 β | | | |

Примечание. Анализ произведен в рентгеновской лаборатории ВИМСа В. Ф. Савельевым при консультации Г. А. Сидоренко. Анализ выполнен по методу Дебая—Шеррера.

желтовато-бурой пленкой. Микрхимическим анализом из навески 4,342 мг в концентрате минерала определено 79,52% Тl, что отвечает 88,86% Тl₂O₃, содержание 4,46% Fe₂O₃ связано с наличием примеси.

Спектрометрически в концентрате установлены десятые доли процента Sb и Pb, сотые Sn, Ti, V, Mn, Ca и Al, тысячные Si, Cu и Mg.

Рентгенограмма совпадает с рентгенограммой искусственной Тl₂O₃ (табл. 51). Структура минерала подобна структуре искусственного Тl₂O₃. Кубическая сингония Т_h⁷ — Ia3; a=10,52 Å.

Авиценнит — гипергенный минерал. Встречается в образцах из лимонит-кальцитовой жилы в силурийских мраморизованных и оквар-

цованных известняках около Джузумли в Зирабулакских горах. Минерал ассоциирует с натечным лимонитом и карбонатами — кальцитом, доломитом, анкеритом. Выделения авиценнита заключены в массе лимонита.

Корунд — Al_2O_3 Наждак

Корунд в Узбекистане был отмечен еще И. В. Мушкетовым (1875) в районе Бухары, вероятно из корундо-наждачных пород Центральных Кызылкумов. На основании этих данных он вошел в каталог полезных ископаемых Средней Азии А. Андреева (1912). В последующие годы были выявлены многочисленные небольшие рудопоявления наждаков в Кызылкумах и Нуратинском хребте (Аршинов, 1917; Ферсман, Порватов, 1926; Озеров, 1932, 1934; Соседко, 1933, 1935, 1938, 1939; Смирнов, 1937; Баскин, Флоренский, Мясников, 1936; Смольянинов, Баскин, 1935; Мусин, 1954; 1955, 1957). Корунд во вторичных кварцитах отмечали многие исследователи (Глинка, 1926; Уклонский, 1934; Рушковский, 1937; Прянишников, 1937, 1947; материалы М. Н. Слюсаревой, М. Э. Поярковой, М. И. Моисеевой, В. П. Борискина; Борискин, 1968). Наличие корунда в бокситах Узбекистана отмечали Р. А. Мусин (1957), Л. П. Коннов (1964), Л. И. Филатова и др. (1968).

Корунд в кварцитах выделяется в виде мелкозернистых агрегатов изометричных, иногда удлинено-призматических зерен с неровными ограничениями, размером в десятые доли миллиметра, иногда встречаются пластинчатые кристаллики, сплюснутые по (0001) и остропирамидальные размером от 0,01—0,2 до 2 мм. На правом берегу р. Акташ в одноименном месторождении обнаружены щетки кристаллов корунда до 5—6 мм. В наждаках корунд мелко- и среднезернистый, массивной структуры, размеры зерен 0,01—0,1 мм, в бокситах корунд скрытокристаллический.

Минерал в кварцитах синего, серого, редко розового и белого цвета, блеск жирный, излом неровный, в наждаках темный с синеватым оттенком. Очень твердый. Удельный вес 3,46—4,17 (Мусин, 1957).

Оптические свойства обычные. Одноосный, отрицательный, показатели преломления высокие, двупреломление низкое $N_o = 1,770$; $N_e = 1,763$; $N_o - N_e = 0,007$ (Ангрен); $N_o = 1,768$; $N_e = 1,757$ (наждаки). Скрытокристаллические разности корунда в бокситах обладают пониженными показателями преломления (1,745—1,750). Окрашенные разности имеют четкий плеохроизм по схеме: N_o — синий, N_e — бесцветный или кремовый.

Химический анализ корунда с примесью маргарита и других минералов из Шараксайского месторождения наждаков дан ниже.

| Компонент | Вес, % |
|--------------------------------|--------|
| CaO | 0,56 |
| MgO | 1,10 |
| Al ₂ O ₃ | 91,20 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,21 |
| SiO ₂ | 4,24 |
| TiO ₂ | 1,15 |
| П. п. п. | 1,92 |
| Сумма | 100,38 |

Состав корунда изучен также спектральным анализом, показавшим наличие в нем обильных примесей, из них Fe и Ti обуславливают его синюю окраску. Постоянно присутствует галлий, содержание которого по данным химического анализа, составляет 25—43 г/т (Акташ). Встречаются также: Ca, Na, Mg, Ba, P — 0,0n%; Cu, Sr, Zr, V, Sb, Cr, Mn, Ni, Co — 0,0n—0,00n%; Pb, Sn, Be — следы.

Рентгенограммы различно окрашенного корунда из Шаугаза, Акташа и Опарсая (Гава) показали хорошую сходимость главных межплоскостных расстояний с эталоном (по данным М. И. Моисеевой):

обр. 2810 (Акташ) — 2,094 (9); 1,603 (10); 1,377 (8).

обр. 3512 (Шаугаз) — 2,08 (9); 1,601 (10); 1,374 (10).

обр. 34 м-2 (Опарсай) — 2,091 (10); 1,603 (9); 1,378 (9).

Корунд представлен следующими генетическими типами: магматическим, постмагматическим, связанным с кластогенными породами, и осадочно-метаморфогенным. Наиболее крупные скопления минерала приурочены к вторичным кварцитам и осадочно-метаморфическим образованиям.

Корунд магматического типа — редкий акцессорный минерал, в некоторых гранитоидных массивах его от 0,02 до 144 г/т. Известен в Кансае (Вольфсон, 1951), Алмалыке (Айзенштат, 1967), Чаткальском хребте (Воловикова, 1958; Козлова, 1960), Западном Узбекистане (Азимов и др. 1970). Он образует зерна неправильной формы размером 0,05—0,2 мм. Проявление корунда в магматических породах связано с ассимиляцией богатых глиноземом пород.

Корунд постмагматический приурочен к массивам вторичных кварцитов (среднекарбонového возраста) в Чаткальских и Куряминских горах. Крупные скопления корунда имеются в Акташе, где он образует вкрапленность, желваки, прожилкообразные выделения, гнезда размером до 30 см и линзы длиной до 2 м, мощностью до 15 см в андалузитсодержащем серицитовом вторичном кварците. В парагенетической ассоциации с корундом встречаются кварц, андалузит, рутил, дюмортьерит, турмалин, диаспор, серицит. Корунд замещается андалузитом, диаспором и серицитом. В центральной части желваков концентрически-зонального строения располагается корунд, окружен-

ный андалузитом, который в свою очередь оторачивается диаспором и серицитом. В корунде располагаются тонкие вроски кварца и рутила с образованием ситовидной структуры.

В остальных месторождениях (Шаугаз, Ургаз, Акча, Опарсай) корунд образует редкую рассеянную вкрапленность в кварцитах в ассоциации с диаспором, серицитом, пирофиллитом, турмалином. Одни исследователи образование корунда связывают с наиболее ранней газо-гидротермальной фумарольной деятельностью вулканов, когда во флюидах преобладали галоидные кислоты (Моисеева, 1968), другие — с воздействием интрузии лейкократового гранита (Ашиякский участок в Акташе) на вмещающие кварцевые порфиры (материалы Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова), третьи — с метаморфизмом алунитовых кварцитов под влиянием той же интрузии лейкократовых гранитов (Зубрилина, 1965).

Месторождения корунда осадочно-метаморфического типа широко распространены в Тамдынском, Нуратинском, Туркестанском и Алайском хребтах и образуют прерывистую полосу — «корундовый пояс» протяжением более 1000 км. Наждаки залегают в палеозойских мраморах в виде цепочек, линз и гнезд различного размера и редких пластообразных залежей. Длина линз от нескольких сантиметров до 50 м, преобладает размер 1—2 м. Наждаки обычно локализуются в пределах отдельных горизонтов. Руда реликтовой оолитовой структуры.

В парагенетической ассоциации с корундом находятся следующие минералы: маргарит, хлоритоид, андалузит, пирофиллит, рутил, хлорит, фуксит, тремолит, биотит, диаспор, кварц, пирит, пирротин. Изредка в гнездах наждака встречаются участки совершенно чистого корунда. Содержание корунда в наждаках до 50%. Образование корунда связано с процессами метаморфизма бокситовых пород с участием постмагматических растворов (Соседко, 1935, 1938, 1939; Русаков, 1928; Озеров, 1934; Смирнов, 1937; Баскин, Мясников, Флоренский, 1936; Мусин, 1954, 1955, 1957; Василевский, 1954, Хамрабаев, 1958).

Корунд наблюдается в небольшом количестве (1—2%) почти во всех палеозойских бокситах (Мальгузарские горы, Чумкартау, Актау) в виде микрозернистых, слабо анизотропных агрегатов (Мусин, 1957, Кононов, 1956). По данным Л. И. Филатовой, А. П. Асановой (1970), корунд — один из основных минералов Актауского рудопроявления бокситов, представлен мелкими пластинчатыми или изометричными боченкообразными кристаллами размером 0,05—0,2 мм и мелкозернистыми агрегативными скоплениями.

Зерна прозрачные, иногда мутные от примеси тонкодисперсного вещества. Наряду с этим корунд образует скрытокристаллические тонкодисперсные массы, слагающие сгустки шарообразной формы,

слабо просвечивающие и почти не действующие на поляризованный свет ($N \approx 1,730$). Образование корунда в бокситах связано с дегидратацией диаспора в связи с термальным метаморфизмом.

Корунд — редкий кластический минерал, встречающийся в песчаниках надугольной подсвиты юрского возраста в Ангренском бурогольном месторождении (Петров, Рубанов, 1960) и в других разновидностях пород угленосных отложений (Николаева, 1967). Образовался в результате разрушения палеозойских кварцитов.

Гематит — $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$

Мартит

Гидрогематит

Впервые гематит в Узбекистане был установлен И. В. Мушкетевым (1875) в горах Каржантау близ кишл. Сайлык. Наиболее широко распространен в Чаткало-Кураминских горах, что отмечали многие исследователи района.

Гематит выделяется в виде крупно- и мелкочешуйчатых агрегатов, плотных разностей, отдельных пластинок и редких колломорфных агрегатов. Размер пластинок гематита от 0,1—0,5 мм до 2—5 см. Пластинки образуют беспорядочно ориентированные сростки, розетки, железные розы (Чадак) и сноповидные пучки.

Минерал железо-черного цвета, блеск металлический, черта вишнево-красная. В тонких пластинках гематит просвечивает вишневым цветом. Плотные разности красного цвета. Микротвердость 893—1079, средняя 925 кг/мм² (Аксаката).

Химическими анализами установлено наличие в минерале двухвалентного железа, присутствие которого связано с реликтовыми остатками от замещения магнетита. В заметных количествах имеется алюминий, изоморфный с трехвалентным железом. Из других примесей отмечаются Mg, Mn, Ca (табл. 52).

Спектральные анализы показали обилие примесей в гематите, среди которых выделяются: постоянные Cu, Mg, Ca, Ga, Ge, Al, Ti, Mn, присутствующие в гематитах разного генезиса; частые Ag, Sr, Ba, Pb, Sn, Mo, W, Cr, Co, Ni, Bi, отражающие специфичность состава руд.

Пробирными и химическими анализами выявлено наличие золота в гематите из золоторудных месторождений (1,3 г/т — в Пирмирабском и 14 г/т — в Гузаксайском), из полиметаллических с наложенной золотой минерализацией 4,7 г/т в Кургашинканском и из грейзенов Гавы 16 г/т. Оно сопровождается небольшими количествами серебра. Присутствие благородных элементов связано с вростками электрума. Отмечается постоянная ничтожная примесь Ga и Ge, изоморфных же-

лезу, в количествах ниже кларковых значений (4—16 г/т Ga и 1—2 г/т Ge).

Гематит — типичный «проходящий» минерал, принимающий участие в минерализации самого разнообразного генезиса — от магматического до гипергенного. Ниже приводится характеристика минерала по отдельным генетическим типам.

Гематит магматического генезиса — довольно постоянный акцессорный минерал в интрузивных породах разного возраста (Елисеева,

Таблица 52

Химический состав гематита, вес. %

| Компонент | Кальмакыр | Чокадамбулак | Ихнач | | | Ялгиз-Урюк | Минбулак |
|--------------------------------|--|----------------|----------------|--------|-------------|-------------|----------|
| | обр. 121 | 87 | 95 | 499 | 500 | 177 | 780 |
| Fe ₂ O ₃ | 96,37 | 97,22 | 97,52 | 97,40 | 97,00 | 96,54 | 96,20 |
| FeO | 1,42 | 0,43 | 0,43 | 0,79 | 0,92 | 1,42 | 1,34 |
| MnO | — | — | — | — | — | — | — |
| MgO | — | 0,72 | 0,51 | 0,40 | 0,40 | 0,35 | 0,75 |
| CaO | — | 0,80 | 0,81 | 0,94 | 0,76 | 0,86 | 0,94 |
| Al ₂ O ₃ | — | — | — | — | — | — | — |
| SiO ₂ | 2,50 | 1,00 | 0,78 | 0,50 | 0,73 | 0,84 | 1,02 |
| Сумма | 100,29 | 100,17 | 100,05 | 100,03 | 100,06 | 100,01 | 100,25 |
| Лаборатория | Институт геологии и геофизики АН УзССР | | | | | | |
| Аналитик | П.Л. Прихидько | Е.Ф. Касьянова | Т.И. Суконкина | | | | |
| Авторы | М.И. Моисеева | Е.Ф. Багрова | | | К. Урунбаев | А. Каххаров | |

1958; Рабинович, Раджабов, 1964; Азимов, Айзенштат и др., 1970). Содержание акцессорного гематита в породах Чаткало-Курамы колеблется от единичных зерен до 12—15 г/т, а в гранитоидах Западного Узбекистана — от редких знаков до 34,6 г/т. Гематит иногда отмечается в эффузивных разностях пород. В районе Замбарака среди кварцевых и фельзит-порфиров тарыэканской сферолитовой и тавакской толщи (оясайская свита С₃) встречаются фиолетовые разности, окраска которых обусловлена тонкораспыленным гематитом. Местами фельзит-порфиры имеют полосчатую текстуру, возникшую в результате обособления гематита в отдельные тончайшие прослойки (Лурье, 1969).

Замечено преобладание гематита в крайне кислых разностях магматических пород с низким содержанием темноцветных минералов. В этих породах избыток железа, оставшийся после насыщения биотита и амфибола, выделяется как самостоятельный окисел.

Значительные скопления гематита характерны для скарновых месторождений Чаткало-Кураминского региона, а в скарнах Западного Узбекистана, по данным И. Х. Хамрабаева (1958), он развит слабо.

В скарново-магнетитовых месторождениях гематит имеет подчиненное значение (Чокадамбулак, Туранглы, Аткулак, Гава, Минбулак), но в некоторых образует значительные скопления (Тинтаксай в бассейне р. Пскем и Тутлы в Кармазаре). Гематит слагает гнезда, прожилкообразные выделения и вкрапленность в скарнах, магнетитовых рудах и эпидозитах. Гематит в скарнах — наиболее ранний рудный минерал и по времени выделения стоит ближе к силикатам. Минерал в различной степени мушкетовитизирован.

На месторождении Чокадамбулак имеется протяженная кварц-гематит-амфиболовая жила, которая сечет скарново-магнетитовые залежи (Багрова, 1966).

В скарново-полиметаллических месторождениях (Курусай, Джангалык, Алтынопкан, Кансай, Кургашикан и др.) гематит слагает гнезда. Он замещает скарновые минералы: гранаты, пироксены, а сам замещается магнетитом и всеми сульфидами (Моисеева, 1969; Бадалов, 1965; Арапов, 1936; Дуброва, 1965; Болдырева, 1964).

Многие исследователи отмечают в скарново-рудных месторождениях более молодой крупночешуйчатый гематит (2—3 см) в окварцованных участках скарнов (II генерация), развивающийся особенно по гранатам и эпидоту (Каххаров, 1959; Карпова, 1944; Сазонов, 1964). На месторождении Тутлы I в туфоконгломератах акчинской свиты (С₂) гранатовые и пироксеновые скопления нацело замещены крупночешуйчатым гематитом в ассоциации с кварцем (Жариков, 1959; Тарасов, 1967).

В скарново-рудных телах гематит в некоторых случаях завершает сульфидную минерализацию — мелкочешуйчатые его разновидности облекают и замещают сульфиды (III генерация). В Курусе кварц-барит-кальцитовые жилки с гематитом секут трубчатые скарново-полиметаллические тела (Моисеева, 1969), а чаще эти жилы располагаются в стороне от скарновых залежей (Перевальное).

В Южном Узбекистане в скарново-рудных проявлениях (Тутака-та, Кульдара и др., к югу от Яккобага) тонкопластинчатый гематит образует рассеянную вкрапленность и редкие линзообразные тела мощностью до 1,5 м в скарнах, прилегающих известняках и эффузивных породах. Минерал ассоциирует с магнетитом и пиритом.

Чешуйки и мелкие розетки гематита (0,1—0,5 мм) выделяются в кварцево-грейзеновых жилах (Гава). Он корродирует и обрастает зерна пирита и халькопирита (Моисеева, 1969).

Самое широкое распространение гематит получил в гидротермальных кварцевых жилах Кураминского хребта. Известны сотни мощных

и протяженных кварц-гематитовых жил, достигающих в длину нескольких километров (Пангаз, Чашлы, Кызылгут, Джелтимас, Адрасман, Коктерек, Маразбулак, Кызылгут, Гузаксай, Железный разлом, Алтынтюпкан и др.), и бесчисленное количество мелких.

В возрастном отношении среди гематитосодержащих жил в Кураминском хребте выделяются две возрастные группы — карбонового возраста и пермо-триасового. Первые распространены ограниченно. Наиболее четко они проявились в Такели, где жилы кварц-гематит-турмалинового состава длиной 50—100 м залегают в гранодиоритах (С₂). Окатанные гальки гематита из этих жил обнаружены многими исследователями в базальных конгломератах, подстилающих шурабсайскую свиту (Р₁) (Наследов, 1935; Вольфсон, 1936; Моисеева, 1969). Гематит в этих жилах образует гнезда и полосы, чередующиеся с полосами кварц-турмалинового состава. Мощность полосок 0,02—0,8 м. Преобладают жилы пермо-триасового возраста. Взаимоотношения их с рудной минерализацией различны.

Часть кварц-гематитовых жил завершает рудную минерализацию (медно-молибденовую, полиметаллическую и висмутово-медную), другие предшествуют ей (флюоритовая, золотая, Ni—Co—Ag), а большинство кварц-гематитовых жил безрудны, и их образование связано с самостоятельной стадией минерализации. Гематит образует в кварце вкрапленность, гнезда, линзы и полосы, чередующиеся с кварцевыми, выполняет различно ориентированные трещины катаклаза в кварце, цементирует его обломки с образованием брекчий. Иногда брекчии кокардовой текстуры возникают за счет обволакивания обломков вмещающих пород или кварца гематитом. Распыленные тончайшие чешуйки гематита окрашивают жильный кварц в розоватый цвет. Гематит начал отлагаться совместно с кварцем, о чем свидетельствуют его сферолитики закристаллизованные внутри кристаллов кварца (рис. 53, 54), а главная часть выделилась после кварца. Гематит отлагается в многочисленных мелких трещинках в кальците и барите, обрастает редкие зерна пирита и халькопирита. Установлено также замещение гематита хлоритом и анкеритом (Чадак).

На медно-молибденовых месторождениях (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку и др.) гематит слагает гнезда, короткие прожилки и небольшие скопления в кварцитах, образует псевдоморфозы по магнетиту с образованием мартита. На этих же месторождениях гематит выделяется в более поздних кварц-хлорит-гематитовых прожилках среди вкрапленных руд (Бадалов, 1965; Голованов и Алехина, 1969).

В гидротермальных полиметаллических месторождениях Замбрак, Тарыэкан, Канимансур, Гудас и др. кварц-гематитовые жилки пространственно обособлены от полиметаллической минерализации и в связи с этим взаимоотношения их не совсем четкие. В Тарыэкане

жилы и прожилки кварц-гематитового, кварц-хлорит-гематитового и гематит-баритового состава сконцентрированы в юго-западной части месторождения. Длина жил достигает 10—20 м, мощность 5—20 см. На глубине в Главной рудной зоне оруденение представлено серией тонких кварц-хлорит-гематитовых прожилков в хлоритизированном туфе. Имеются вроски гематита в жильном Мп-сидерите (Соловьев, 1938; Радугина, Разина, 1935; Королева, 1941; Минцер, 1969).

В Канмансуре гематитовые, кварц-гематитовые и кварц-барит-гематитовые жилки встречаются повсеместно, но наибольшее их количество приурочено к южной части месторождения. Гематитовые

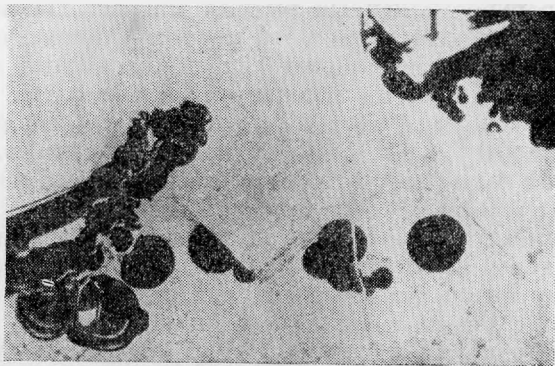
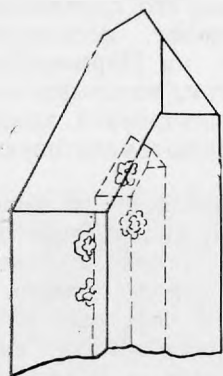


Рис. 53. Вроски сферолитов гематита внутри кристаллов кварца. Месторождение Чашлы. Ув. 10 (Хельвас, 1959).

Рис. 54. Шарик гематита (черное) в кварцевой массе (белое). Месторождение Гавасай. Прозрачный шлиф. Ув. 50 (Бетехтин и др., 1958).

жилы пересекают рудные тела, а гематит в руде замещает и оторачивает все сульфидные минералы (Арбузова, 1957; данные Е. Ф. Багровой).

В Замбараке кварц-гематитовые и гематитовые прожилки мощностью 2—3 см встречаются в пределах всего рудного поля. В рудах гематит окаймляет зерна сфалерита, галенита и пирита (данные Г. И. Ионис).

На флюоритовом месторождении Чашлы флюоритовые жилки секут кварц-гематитовые (Хельвас, 1959). В медно-висмутовых месторождениях (Адрасман, Маразбулак, Желтимас, Коктерек, Кызылгут и др.) гематит — самый распространенный минерал, его содержание в руде достигает 50% и более. Минерал выполняет тонкие, различно ориентированные трещины в кварце, в отдельных участках жи-

лы имеют полосчатое строение и брекчиевое. В брекчиях обломки кварца цементируются гематитом, иногда обволакивая их в виде кокард. С глубиной содержание гематита заметно увеличивается. Он обрастает зерна пирита и халькопирита в рудах (Ажгирей, 1959; Радугина, Разина, 1935; Каленов, 1939; Янишевский, Харитонов, 1939; Королева, 1941; Моисеева, 1969; Минцер, 1969). В Коктереке имеются пластовые жилы кварц-гематитового состава, залегающие согласно слоистости туфов. Между жилами вмещающие туфы интенсивно хлоритизированы. Мощность их 5 м (Каленов, 1939). Гематитовая минерализация завершает висмутовую.

В Чадакских золоторудных месторождениях гематит — самый распространенный рудный минерал. Наиболее крупные его скопления приурочены к мощной и протяженной гузаксайской жиле, несколько десятков небольших кварц-гематитовых жил имеется на Пирмирабе. Гематит тесно ассоциирует с анкеритом и тюрингитом, которыми он замещается. Кварц-гематитовая минерализация предшествовала здесь золоторудной. Золотая местами накладывается на кварц-гематитовую, а частью кварц-гематитовые жилы безрудны.

В Ni-Co-Ag месторождении Актеле минерал выделяется в виде гнезд и вкрапленности в кварц-пиритовых, баритовых, кальцитовых и кварц-анкеритовых жилках. В шлифах хорошо видны псевдоморфозы гематита по анкериту, а местами он оторачивает кристаллы пирита.

Гематит в том или ином количестве встречается во всех массивах вторичных кварцитов. В Гушсае на участке Гульдарама гематит находится в цементе алунитовых брекчий, где он окаймляет их обломки, образуя кокардовую текстуру, слагает прожилки как в кварцитах, так и в прилегающих пропилитизированных породах (данные М. И. Моисеевой, В. П. Борискина).

Гематит в Аксакате на ртутном участке принимает участие в цементе брекчий в виде характерных сферолитов и колломорфных образований (Борискин, 1968).

По данным И. М. Голованова (1964, 1965), наряду с гипогенным гематитом в зоне гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашикан встречаются широкораспространенные тонкочешуйчатые гематитовые образования, сцементированные халцедоном и кварцем. Под гематитовой зоной гипсометрически глубже залегает кварц-гематитовая. Гематит возник в результате дегидратации гетита в коре выветривания в условиях сухого жаркого климата.

В Ангрене пылевидный гематит присутствует в большом количестве в надугольной каолиновой коре выветривания и в слоях между угольными пластами (Петров, Рубанов, 1960; Николаева, 1967).

В поверхностных условиях гематит довольно устойчив, но в некоторых случаях он превращается в гидрогематит, а в дальнейшем в

гетит, но этот процесс не распространен (Адрасман, Маразбулак, Кальмакыр). По данным М. И. Моисеевой, на Кальмакыре гидрогематит образует темно-вишневые рыхлые скопления по гематиту. Минерал

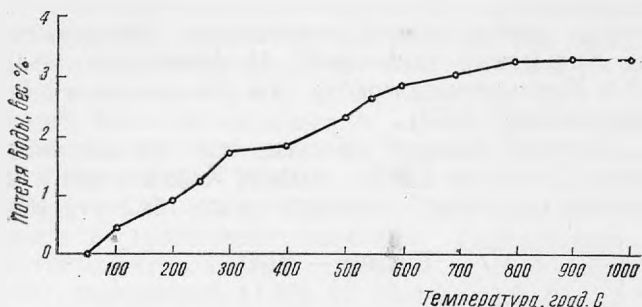


Рис. 55. Кривая обезвоживания гидрогематита из Кальмакыра.

содержит 3,28% H_2O . Кривая обезвоживания имеет плавный ход вверх. Вода выделяется непрерывно при t от 100 до 600°C (рис. 55).

Мартитизация магнетита широко развита в скарново-рудных месторождениях района, в медно-молибденовых и среди грейзеновых рудопроявлений. В полированных шлифах отчетливо прослеживается различная степень замещения магнетита гематитом (рис. 56). Мартитизация магнетита распространяется на глубину порядка 100—200 м и более. Вероятно, кроме поверхностного процесса окисления магнетита, происходил гипогенный процесс в связи с изменением режима кислорода в растворах.

Гематит — типичный проходящий минерал, принимающий участие в минерализации различных генетических типов. Он образуется при отсутствии в растворах серы, так как при ее наличии возникают сульфиды железа. В Чаткало-Кураминском регионе дважды создавались благоприятные условия для выделения сравнительно значительных количеств гематита: в начальные этапы скарновой минерализации в ассоциации с железистыми силикатами и магнетитом, когда серы в растворах не было, и в завершающую стадию сульфидного рудоотложения, когда сера в растворах иссякла. В этот период гематит замещает и оторачивает сульфиды, а жилы кварца с гематитом секут скарновые залежи.



Рис. 56. Мартитизация магнетита в скарнах по отдельным зонам (месторождение Гава). Полированный шлиф. Ув. 30.

В гидротермальных месторождениях (полиметаллических, медных и др.) кварц-гематитовые жилы завершают сульфидную минерализацию и предшествуют отложению золота, диарсенидов и других редких минералов.

Гидрогематит распространен ограниченно. Обнаружен он на месторождениях Кальмакыр (данные М. И. Моисеевой), Адрасман (Королева, 1941) в Кураминском хребте и в Лачинхане в Угамском хребте (Дунин-Барковская, 1962).

Минерал образует вишнево-красные рыхлые скопления в трещинах и пустотах. Содержит 3,28% воды в Кальмакыре и 2,40% в Лачинхане. Местами отчетливо развивается по гематиту в зоне гипергенеза.

Бисмит — Bi_2O_3

Бисмит встречается на висмутовых месторождениях Чаткало-Кураминских гор — в Устарасае, Кызылгуте, Верхнем Кандагане, Адрасманском районе (Морозов, 1934; Янишевский, 1937; Каленов, 1939; Сахарова, 1948; материалы Э. А. Дунин-Барковской).

Представлен порошковатыми или плотными тонкокристаллическими агрегатами кремового, белого и желтого цвета.

Под электронным микроскопом при увеличении от 3200 до 5500 раз бисмит наблюдается в виде округлых комковатых зерен размером 0,1—2 мк. В 10%-ной HCl почти не растворяется. Дает положительную микрореакцию на Bi . Спектральным анализом, кроме Bi как основного элемента, установлены: 0,п% — Pb и Fe ; (0,0п%) — Sb , V , Cr ; (0,00п%) — As , Sn , Cu , Ag , Zn .

Бисмит — гипергенный минерал. Он возник в зоне окисления висмутовых месторождений, совместно с бисмутитом и бисмоклитом в виде псевдоморфоз по гипогенным сульфидам висмута и как переотложенный минерал в пустотах окисляющегося рудного тела.

ОКИСЛЫ ТИПА AO_2 , A_2O_5 , AO_3

Уранинит — UO_2

Клевеит

Урановая смолка (настуран)

Урановые черни

Уранинит и его разновидности встречаются в качестве акцессорного минерала в магматических породах довольно часто, однако в небольших количествах.

Уранинит выделяется в виде кристаллических разновидностей (собственно уранинит и клевеит)—богатая торием и редкими землями разно-

видность уранинита), скрытокристаллических (настуран — урановая смолка) и аморфных (урановые черни).

Уранинит и клеветит образуют кубические кристаллы и неправильные зерна в измененных разностях гранитоидов Кураминского хребта (Сморчков, Цейтлин и Батырева, 1963) в Иерташском грейзенизированном граните Чаткальских гор (по К. Урунбаеву).

Цвет черный, блеск металлический, уд. вес. 9,40 — 9,65.

Химический состав клеветита из Кураминской зоны (вес %): U_3O_8 — 70,0; ThO_2 — 2,09; TR_2O_3 — 14,32; Al_2O_3 — 3,15; SiO_2 — 0,60; CaO — 1,15; MgO — 0,96; сумма 92,27% (Сморчков, 1957).

В уранините из граносиенит-порфиров Иерташского массива, по данным рентгеноспектрального анализа (МГ УзССР, аналитик И. П. Тибукин), содержится 11,5% U; 28,0 Th; 2,9 Zr; 3,5 Y.

Абсолютный возраст уранинита из Кураминской зоны составляет 169 млн. лет (Нарбут и др., 1959).

Урановая смолка или настуран встречается в виде порошковых, точечных и сгустковых скоплений в некоторых участках мезо-кайнозойских осадочных пород Ферганской долины (Ченцов, 1959). Урановая смолка образует здесь колломорфные тонкодисперсные выделения вместе с органическим и пелитоморфным глинисто-карбонатным веществом. Под микроскопом видны мельчайшие кубические и кубооктаэдрические кристаллы. Размеры выделений урановой смолки 0,00п, редко 0,п мм.

Урановая смолка имеет сильный смолистый блеск, раковистый излом, хрупкая. Порошок черный и стально-серый. В отраженном свете минерал светло-серого цвета, изредка наблюдаются темно-коричневые рефлексы. Полируется хорошо. По химическому составу представляет собой промежуточные соединения между UO_2 и U_2O_5 ; отношение $UO_2 : UO_3 > 1 : 2$; содержит следы Th и TR. Урановая смолка ассоциирует с битумами, пиритом, марказитом, патронитом, ферроселитом и др.

Урановые черни образуют тонкие корочки и сажистые скопления в зонах окисления и цементации некоторых сульфидных жил в Кураминском хребте (Кириков, 1928; Крейтер и Смирнов, 1937; Королева, 1941; Шубникова, 1945). Состав урановых черней приближается к $UO_2 \cdot 3UO_3$ и содержит примеси Mg, Ca, Fe, Cu и H_2O . Цвет серый до сине-черного; минерал рыхлый, порошковатый.

Кварц и его разновидности — SiO_2

Кварц встречается повсеместно. Он относится к числу наиболее широко распространенных минералов. Приводим данные лишь по главным генетическим типам:

Кварц магматического типа — один из главных породообразующих минералов кислого ряда интрузивных и эффузивных пород. Характеристика его приводится во многих петрографических работах и здесь опускается.

Кварц осадочного типа. Во многих регионах Узбекистана (Чаткало-Кураминские горы, Нуратау, Мурунтау и др.), среди карбонатных отложений девона и нижнего карбона достаточно широко развиты кремневые стяжения округлой формы в виде желваков и конкреций размером от долей миллиметра до 15—20 см, линз и прослоев. Обычно кремневые образования приурочены к определенному стратиграфическому горизонту мощностью до 100 м и более. В районе Мурунтау окремненные горизонты прослеживаются вдоль всей гряды на протяжении почти 20 км. Кремневые конкреции сложены мельчайшими зернышками кварца и халцедона. По единодушному мнению исследователей, кремневые стяжения рассматриваются как сингенетические образования (Жариков, 1959; Лурье, 1963; Троянов, 1967; Абрамович, 1970).

В силурийских (возможно, протерозойских) отложениях Кызылкумов развиты углеродисто-кремнистые микрокварциты. В них 80—95% кварца, который образует мелкие ксеноморфные зерна с зубчатыми очертаниями и волнистым угасанием (Шумлянский, Горунова, 1967).

Кварц метаморфогенный. По данным многих исследователей (Баскин, Мясников, Флоренский, 1936; Бабаев, 1947; Шилин, 1935; Бадалов, 1964; Баймухамедов, Баскакова, 1969; Зарембо, 1968; Баскакова, 1970), кварцевые жилы метаморфогенного типа представлены в большом количестве в Кызылкумах и Нуратинском хребте и приурочены к протерозойским (?) песчано-сланцевым отложениям. Большинство жил этой группы располагается согласно сланцеватости вмещающих толщ и претерпевает вместе со сланцами гофрировку. Мощность жил от долей до 30—50 см. В описываемой группе встречаются жилы типа «кварцевых кудрей» и реже секущие. Жилы описываемого типа обычно не содержат золота или его следов, но на них часто накладывается золотоносный кварц последующих генераций. Кварц в метаморфогенных жилах молочно-белый и серый сливной, зернистый. Зерна ксеноморфные с зубчатыми очертаниями и полигонально-изометричные размером 0,20—5,0 мм. Отличительная особенность данного кварца — его значительный и равномерно проявленный катаклаз. Удельный вес 2,60—2,64. По данным декрепитации, описанный кварц является более высокотемпературным — 400—420° (Зарембо, 1968).

Кварц в пегматитах широко распространен в Западном Узбекистане и Чаткальском хребте. Пегматитовые жилы приурочены к гранитам и вмещающим сланцам (Кызылкумы). Кварц в пегматитах—

один из главных минералов. Он крупнозернистый (0,5—1,5 см) светло-серый, дымчатый и розоватый (Курбатов, 1935; Соседко, 1935).

В пегматитах Майдантала кристаллы кварца имеют зональное строение. Внутренние зоны сложены кварцем сотовой структуры. В направлении к вершине сотовой кварц сменяется дымчатым, переходящим в бесцветный, нередко дымчатый кварц чередуется с бесцветным. Самая внешняя зона кристаллов кварца сложена аметистом.

Температурный режим образования кварца пегматитов Майдантала находится в пределах 560—800° по мере перехода от кварца сотовой структуры к аметисту. Наиболее высокотемпературный дымчатый кварц (Элинсон, Польшковский, 1967).

Кварц грейзенового типа встречается в месторождениях Кураминского и Чаткальского хребтов: Аютор, Кенкол, Гава, Алмабулак, Чаркасары, Саргардон и др. Представлен агрегатом изометричных полупрозрачных зерен с ровными ограничениями размером 0,1—4 мм. В нем имеются тонкие вроски мусковита, зерен флюорита, иногда касситерита, располагающихся беспорядочно или по зонам роста. Кварц — ведущий минерал в грейзеновых жилах и в грейзенизированных породах, приуроченных к лейкократовым гранитам. Мощность жил от нескольких сантиметров до 1—2 м, изредка достигает 5 м, длина небольшая. Жилы беспорядочно ориентированы, расстояние между ними в участках сгущения в основном 5—10 м.

В вольфрамово-грейзеновом месторождении Саргардон (Чаткальский хребет) кварцевые жилы полосчатые. Кварц по направлению от зальбандов к центру жилы постепенно переходит от мелкозернистого к тонкогребенчатому и заканчивается в центре жилы крупной гребенкой кристаллов, ориентированных осями приблизительно перпендикулярно зальбандам. Призматические сечения зерен кварца достигают 2—5 см в поперечнике (Копчик, 1949). Жильный кварц в Саргардоне содержит большое количество первичных двухфазовых включений гомогенизирующих в жидкость при 285—315°C. Общая минерализация включений 3,6%, pH — 6,75 (Гаврилов, Филимонова, Ефимова, 1968).

В кварце из грейзенов Аюторского рудного поля (Майдантал) первичные включения представлены газово-жидкими ограниченными и полуограниченными негативными кристаллами. Вторичные включения имеют трубчатую, вытянутую, неправильную и каплевидную формы. Содержание в них газовых компонентов составляет 40—60%, достигая 80%. Отмечается значительное снижение количества газово-жидких включений в верхней части жилы и уменьшение во включениях газовой фазы (Элинсон, Польшковский, Шувалов, 1969). Температура декрепитации газово-жидких включений 420—700°.

Кварц гидротермальный распространен широко. В скарново-полиметаллических месторождениях Кураминского хребта он представлен несколькими генерациями.

Наиболее ранний принимает участие в составе скарново-кальцит-кварцевых жил, прожилок и гнезд, приуроченных к скарновым телам инфильтрационного типа и образующих самостоятельные скопления близ них. Кварц встречается в виде агрегатов изометричных зерен белого цвета с ровными краями размером 1—4 мм и более и содержит вросстки мелких идиоморфных кристалликов андрагита, гроссуляра, джефферсонита, геденбергита, Мп-волластонита, шеелита, сфалерита, халькопирита.

Последующий кварц сопровождает свинцово-цинковую минерализацию в скарнах. Он серовато-белого цвета, мелкозернистый (0,10—2,0 мм). Образуется путем замещения скарновых минералов и кальцита и содержит их обильные включения в виде корродированных остатков и неопределимых пылевидных частиц, сохраняющих тонкие детали строения замещенных минералов, то радиально-лучистое, свойственное пироксенам, амфиболам и волластониту, то зернистое по гранатам. В шлифах часто можно наблюдать ориентированные распределения пылевидных включений, очерчивающих направления спайности в пироксенах, амфиболах и зональное строение гранатов.

Описываемый кварц обычно содержит газово-жидкие включения небольших размеров (до 0,1 мм) неправильной, реже трубчатой формы, изученные в Курусае и Орлиной горке В. Д. Сазоновым (1964).

Кварц выделяется в скарново-рудных телах всех месторождений района в виде неправильных гнездообразных и прожилкообразных скоплений в тесной ассоциации с кальцитом и рудными минералами. Он замещает скарновые минералы и кальцит и предшествует образованию всех рудных минералов. Имеется в подчиненном количестве в «продушинах» в скарнах.

В трубообразных скарново-полиметаллических телах (Курусай I, Центр. Кансай и др.) были выявлены на больших глубинах крупные пустоты объемом 0,5—1 м³. Они оторочены корками кварца, кальцита с друзами сфалерита и галенита. Кварц призматический, хорошо ограниченный, длиной от 0,5 до 10 см. По данным В. Д. Сазонова (1962), в кварце из «продушин» имеются газово-жидкие включения, гомогенизирующие при температуре 270—248°C. Кварц описанного типа более поздний.

В скарново-шеелитовых месторождениях Западного Узбекистана (Лянгар) кварц на контакте гранита со скарном слагает мощные линзообразные обособления внутри скарна. Кварц серый, плотный с пустотами, усеянными друзами кристаллов кварца. В нем по тонким

трещинам располагаются пирит, халькопирит, молибденит, шеелит (Баскин, Мясников, Флоренский, 1936).

В Ингичкинском рудном поле кварц молочно-белый, дымчатый, зеленовато-серый, бледно-зеленый, темно-серый, черный, бурый разных оттенков. Иногда содержит газово-жидкие включения. При дроблении почти всех видов кварца ощущается резкий запах сероводорода. Он слагает различные по размерам жилы, гнезда, прожилковые зоны в измененных гранитах. Цементирует раздробленные участки скарна и пропитывает всю его массу (Лиценмайер, 1967).

Кварц в пропилитизированных породах четко проявляется в Кураминском хребте. Он выделяется в виде жилок кварц-кальцит-эпидотового состава, иногда с хлоритом и ортоклазом мощностью 2—5 см. Зерна изометричной формы с ровными ограничениями размером 1—3 мм, содержащие вроски мелких идиоморфных беспорядочно ориентированных кристалликов эпидота (Наугарзансай, Чадак, Курусай, Алмалык и др.).

Наиболее крупные скопления образует кварц в связи с гидротермальными жильными и прожилково-вкрапленными рудными месторождениями. В Кураминском хребте имеется множество кварцево-рудных жил самых различных размеров: от тонких прожилков, встречающихся повсеместно, и прожилковых зон (Канджол, Қанимансур, Лашкерек и др.) до выдержанных протяженных жил длиной 1—5 км и мощностью 1—25 м (Северная, Вольфрамовая, Пангаз, Наугарзан, Кенкол, Чашлы, Учкатлымискан, Қызылгут, Джелтимас, Сартабуткан, Шаугаз, Гузаксай) и крупных, достигающих 5—20 км длины мощностью 20—50 м (Гудасская, Чокадамбулакская, Бирюзовый разлом, Железный разлом, Аметистовая, Пангазская), ветвящиеся жилы в пределах крупнейшего в Кураминском хребте Баштавакского разлома. По особенностям состава среди кварцевых жил можно выделить следующие типы: кварцевые (Чокадамбулак, большие участки Гудасской жилы, Аметистовая, Бирюзовый разлом, Уткемсу), кварц-вольфрамитовые (Кушайнак, участки Вольфрамовой жилы), кварц-турмалин-гематит-альбитовые (Такели), кварц-гематитовые (Железный разлом, Пангаз, Гузаксай, Чашлы, Коктерек, Джелтимас, Шаугаз), кварц-сульфидные, местами с золотом (Гудас, Сартабуткан, Кочбулак, Кошмагат, Пирмираб, Гузаксай), кварц-пирит-халькопиритовые (Балыкты и многочисленные мелкие жилки в районе), кварц-баритовые, часто с сульфидами (Северная, Шорбулак, Учкатлымискан, Баритовая Горка), кварц-барит-флюоритовые с сульфидами (Наугарзан, Кенкол, Каскана), кварц-кальцитовые и кварц-анкеритовые (Актепе).

К кварцевым жилам приурочены разнообразные полезные ископаемые: свинец, цинк, кадмий, висмут, золото, серебро, медь, флюорит, барит, никель и кобальт. Они залегают обычно в магматических по-

родах разного состава и возраста и, как правило, сопровождаются серицитизацией и окварцеванием вмещающих пород. Образовались жилы в разное время. Наиболее древние из них кварц-турмалин-гематит-альбитовые и кварцевые (Такели, Кенкол, Алмалык, Уткемсу), небольших размеров от тонких прожилок до 0,2—0,7 и 3—5 м мощностью и длиной до 100 и 300—400 м. Они локализируются в породах не моложе среднего и верхнего карбона. Окатанные гальки из этих жил обнаружены в базальных конгломератах шурабсайской свиты в районе Такели (Наследов, 1935; Вольфсон, 1935; Королева, 1941 и др.).

В районе Уткемсу установлены, вероятно, одновозрастные с такелийскими кварцевые жилы, в которых имеются единичные зерна кинновари и золота (Козлова и др., 1966). Они пересекаются дайками диабазового порфирита.

Кварц-золоторудные жилы (Кочбулак, Чадак, Сартабуткан и др.) по геологическим данным, вероятно, карбонового возраста. Остальные сформировались в конце верхнего палеозоя или в нижнем триасе. Жилы последней возрастной группы очень широко распространены в Кураминском хребте. Среди них выделяются редкие более высокотемпературные — кварц-вольфрамитовые (Табшар, Кушайнак), они являются более ранними и секутся жилами кварц-баритового состава с сульфидами (Романов, 1935). Наиболее распространены разнообразные кварцево-рудные жилы, сопровождаемые пропилитизацией вмещающих пород. Проведенные исследования показали, что характер кварца и его генезис во всех остальных кварцево-рудных жилах принципиально одинаковый (Моисеева, 1966, 1969). Более ранний кварц в жилах представлен тонкозернистой разностью белого, серовато-белого и черного цвета. Размер зерен 0,001—0,050 мм. Зерна с расплывчатыми лапчатыми ограничениями. Данный кварц генетически связан с серицитизацией боковых пород. Он локализуется вдоль разломов. По мере приближения к ним происходит постепенный переход от серицитизированных пород к мономинеральному кварцу описанного типа. Связь кварца с серицитом закономерная. При замещении серицитом полевых шпатов избыток кремнезема в составе замещаемых минералов по сравнению с серицитом сбрасывается и выделяется в виде кварца на месте или переносится на некоторое расстояние вдоль разлома. Метасоматический кварц описываемого типа принимает участие в составе всех кварцево-рудных жил района как наиболее ранний минерал.

Последующий кварц сопровождает в жилах различное оруденение и в связи с этим его называли рудным кварцем. Возможно, он представлен не одной генерацией.

Во всех жилах он обладает характерными морфологическими и генетическими особенностями. Минерал белого или серовато-белого

цвета, непрозрачный, среднезернистый, сахаровидный и внешне похож на метасоматический кварц. Удельный вес его обычно несколько занижен (2,63—2,65) за счет обильных газово-жидких включений. Форма зерен разнообразная (изометричная, эллипсоидная и призматическая, пластинчатая), размер зерен колеблется от 0,10 до 2—4 мм, редко больше.

В текстурно-структурном отношении рудный кварц крайне разнообразен. В жилах примерно одинаково распространены следующие текстурные его разновидности: полосчатая, массивная, кокардовая, друзовая, гребенчатая, брекчиевая, реликтовая колломорфная, а в некоторых типах пластинчатая. Распределение кварца различных текстур в теле жилы самое беспорядочное. Жилы иногда имеют полосчатое строение, которое бывает двух типов: чередование полос кварцевого состава с гематитом или баритом или чередование полосок кварца разной структуры, прозрачности и зернистости. Полосчатость последнего типа иногда очень тонка: в Наугарзане насчитывается до 20 полосок мощностью 3—5 см и толщиной 0,1—0,2 и 5—7 мм.

Характерная особенность рудного кварца заключается в обилии тончайших газово-жидких включений, которые обнаруживаются почти во всех шлифах в проходящем свете благодаря окрашиванию ими его в бурый цвет. Бурые включения очерчивают зерна халцедона, который почти нацело перекристаллизовался в зернистый кварц. Очень редко в виде небольших скоплений сохранился и сам халцедон, в котором включения располагаются вдоль волокон и границ зерен.

Для понимания генезиса кварцевых жил эти реликтовые колломорфные структуры представляют большой интерес. Они показывают, что первоначально кремнезем в рудных телах выпадал из коллоидных растворов в виде халцедона. Затем волокнистый халцедон перекристаллизовался в зернистый кварц, но следы первоначального состава жил сохранились в виде описанных реликтовых структур.

Часть кварца выпадала из истинных растворов, о чем свидетельствует распределение описанных жидких включений по зонам роста кварца в некоторых участках жил.

Рудный кварц обычно отлагается в жильном теле метасоматического кварца, но иногда и вне этого тела. Он локализуется в центре жилы, в зальбандах, или образует прожилки в боковых породах. Чаще всего он тесно срастается с метасоматическим, отлагаясь в трещинах катаклаза и в его брекчированных зонах, в которых обломки метасоматического кварца цементируются рудным. Рудный кварц корродирует, сечет, обволакивает и цементирует обломки флюорита и барита, рудные минералы выделяются в угловатых промежутках между его зернами.

История формирования кварцевых рудных жил в Кураминском хребте очень сложная. Четко намечается стадийность в их образовании. В начале отлагался метасоматический кварц. Этот кварц практически не содержит оруденения. Рудная минерализация сопровождается последующим кварцем, отложившимся путем выполнения трещин и пустот. Он содержит газопо-жидкие включения.

Степень рудоносности жил в значительной мере определяется соотношением метасоматического и рудоносного кварца. Первый рудную минерализацию (за исключением пирита) не сопровождает, так как источник кремнезема местный, возникший в результате разложения алюмосиликатов вмещающих пород.

Кварц послерудный выделяется в виде небольших друз и тонких прожилок. Жилы короткие, мощностью от нескольких миллиметров до 5—20 см, часто гребенчатой структуры. Кристаллы кварца призматического габитуса длиной от 1—3 до 10 мм, образованные гранями призм и ромбоэдров.

В кварце четко выражена зональность, обусловленная чередованием белых непрозрачных слоев с прозрачными. Степень прозрачности зависит от количества газопо-жидких включений.

Эти жилы, как правило, безрудные, лишь изредка в них отмечаются единичные вкрапленники пирита, халькопирита и скопления кальцита. Они секут самые разнообразные рудные тела и часто выходят за их пределы.

Большое количество кварц-золоторудных жил находится в Западном Узбекистане (Мурунтау, Чармитан, Каракутан, Синтаб). Они содержат кварц нескольких генераций.

Кварц сольфатарно-гидротермальный относится к числу самых распространенных минералов среди вторичных кварцитов, слагающих крупные массивы площадью до 10 км² в пределах Чаткало-Кураминского региона (Ургаз, Шенибек, Шаугаз, Караташ, Кырккыз, Писталисай, Джаныбек, Кендырсай, Гушсай, Семгран, Рават, Восток III, Токмак, Асалсай, Сунаташ, Аксаката, Акташ, Алтынбель, Шавас, Акча и др.)

В составе вторичных кварцитов принимают участие три разновозрастных типа кварца: реликтовый магматический, кварц, связанный с формированием кварцитов, и наложенный в виде прожилков и брекчированных зон. Кварц слагает как мономинеральные разности вторичных кварцитов, в которых его содержание составляет 95—97%, так и принимает участие в составе всех остальных типов кварцитов (алунитовых, каолиновых, серицитовых, пиррофиллитовых), содержащих 30—60% кварца.

В шлифах этот кварц обычно бурого цвета из-за обильных тончайших газопо-жидких включений. Он тонко- и криптозернистый. Размер

зерен 0,01 — 0,03 и 0,01 — 0,005 мм и редко 0,2 — 0,3 мм. Зерна изометричной формы с зубчатыми, реже ровными ограничениями. В кварцитах хорошо сохраняется структура и все детали исходной породы; видны очертания вкрапленников и порфирокластов исходной породы, местами флюидалность, очерченная тончайшими неопределимыми включениями. Описываемый кварц образовался в результате разложения породообразующих минералов при воздействии на них кислых газогидротермальных фумарольно-сульфатарных растворов, связанных с поствулканическими процессами. При этом все компоненты из породообразующих полевых шпатов и темноцветных минералов выщелачивались, за исключением кремнезема, который не растворим в кислых растворах и в связи с этим оставался на месте в виде геля, из которого выпадал опал или халцедон. В дальнейшем эти минералы перекристаллизовались в кварц.

Вторичные кварциты слагают пластообразные и линзообразные тела мощностью в несколько десятков метров, протяжением от сотен метров до нескольких километров.

Кварц гипергенный в небольших количествах встречается в коре выветривания и в зоне окисления почти всех рудных месторождений. Выделяется он в виде плотных корочек и небольших друз. Кристаллы кварца призматической формы длиной 1—3 мм, редко до 1,5 см. Он образуется путем разложения сопровождающих силикатов и алюмосиликатов. Выполняет пустоты, оставшиеся после выщелачивания сульфидов, обволакивает в виде «кварцевых рубашек» вторичные минералы зоны окисления — каламин, вульфенит, малахит и слагает мелкие друзочки в бурых железняках, смитсоните и гидроокислах марганца.

Разновидности кварца

Крупнозернистые разновидности кварца

Горный хрусталь. Наиболее примечательное месторождение горного хрусталя находится в Майдантальских горах. Горный хрусталь установлен в пегматитах, в грейзеновых кварц-полевошпатовых и кварцево-гидротермальных жилах, часто расположенных в скарных. В скарных жилах кристаллы горного хрусталя приурочены к занорышам и погребам, достигающим 1 м. Кристаллы расположены по стенкам внутренних полостей и обращены головками к центру. Полости часто выполнены темно-коричневой глиной. Большинство кристаллов длиннопризматического обелисковидного габитуса длиной до 12 см. Сверху часто покрыты корочкой непрозрачного кварца, окрашенного окислами железа в желтый цвет. Корочки сложены параллельными субиндивидами. Толщина рубашки 2—6 мм. Поверх рубашки на головке ино-

гда нарастает аметист. В кристаллах имеются газово-жидкие включения. Первичные включения располагаются по зонам роста ромбоэдров и сосредоточены в головке кристалла. Температура их гомогенизации лежит в пределах 220—350°C. Большинство включений газово-жидкие, двухфазовые.

В парагенетической ассоциации с горным хрусталем встречаются кварц, аметист, полевой шпат, актинолит (Польковский, Грушкин, Родовильский, 1960; Польковский, 1962; Элинсон, Польковский, 1967).

Ограниченно распространен горный хрусталь во всех кварцевых жилах в виде мелких друз и щеточек в пустотах и на стенках трещин, сложенных призматическими водянопрозрачными кристаллами длиной 1—2—5 мм и редко более, а также в окисленных рудах в качестве гипергенного минерала.

Аметист. Первое указание о наличии аметиста в Кураминском хребте дано В. И. Томилиным (1912), установившим старые копи на аметист в Чокадамбулаке (Лялькан). В результате дальнейших работ установлено, что это минерал распространен довольно широко, но обычно в небольших количествах. В дальнейшем аметист был выявлен в Кургашинке и Катранги (Бадалов, 1965; Голованов, 1965), в Учочаке (Моисеева), Гайнаккане (Вольфсон, 1935), Кансае (Протодьяконова), Алтынтопкане (Еникеев), Канджоле (Турлычкин), Замбараке (Ионис), Чокадамбулаке (Багрова) и многих других местах. Самые крупные скопления аметиста приурочены к мощной и протяженной Аметистой жиле, названной так в связи со скоплением в ней одноименного минерала (Михновский, 1937; Наследов, Королев, 1928; Дюгаев, 1935; Наследова, 1935). Аметист выделяется в виде кристаллических агрегатов. Кристаллы характеризуются довольно простым призматическим габитусом. Призма заканчивается головкой, сложенной двумя неравномерно развитыми ромбоэдрами. Длина кристаллов от нескольких миллиметров до 1—2, редко 5 см.

Аметист окрашен в различные тона фиолетового цвета от густо-фиолетового до сиреневого. Равномерно окрашенные кристаллы встречаются редко. Обычно окраска распределяется зонально вдоль зон, расположенных параллельно вершинам граней кристалла, в которых чередуются зоны разной плотности окраски, иногда с бесцветными. Обычно окрашена только головка кристалла, а призматическая часть—или обычный кварц, или более светлый аметист. Степень прозрачности аметиста различная от идеально-прозрачных разностей до слабо просвечивающих в краях. Удельный вес аметиста из Кургашинкана 2,64 (Голованов, 1965).

В минерале часто присутствуют газово-жидкие включения, температура гомогенизации которых в одном образце из Кургашинкана от 120 до 160°C (Бадалов, 1965).

Аметист в некоторых рудных телах выделяется в виде коротких маломощных жилков (1—10 см) и друз с редкими единичными вкрапленниками галенита, халькопирита (Учочак), клейофана и галенита (Центральный Кансай). В Кургашинке аметист ассоциирует с кальцитом, кварцем, гельвином. В Аметистовой жиле описываемый минерал образует гнезда размером до 0,7 м среди обычного кварца в ассоциации с халцедоном, баритом и редкими вкрапленниками галенита. Эта жила имеет длину около 3 км и мощность 10—15 м. Большая часть аметиста гидротермального происхождения.

В окисленных рудах и коре выветривания Кургашинкана много гипергенного аметиста, в котором включения гетита, и лепидокрокита располагаются по зонам роста. Аметист в зоне окисления ассоциирует с типично гипергенными минералами — опалом, халцедоном, гетитом и гидросиликатами магния. К гипергенным же образованиям, вероятно, относятся небольшие скопления аметиста во вторичных гидросиликатах магния в Центральном Кансае (Ф. И. Вольфсон).

Редкие прожилки аметиста в рудных месторождениях района не представляют практической ценности ни по качеству, ни по количеству. Аметист же из одноименной жилы давно был рекомендован еще А. В. Королевым, Б. Н. Наследовым (1928) и И. В. Дюгаевым (1935) в качестве поделочного камня.

Полупрозрачные кристаллы сиреневого аметиста (размером 10×3 см) и кристаллы горного хрусталя с фантом-кристаллами темно-фиолетового цвета ювелирного качества (до 2×1 см) найдены в 1951 г. Р. Л. Дунин-Барковским в скарно-железородном месторождении Ихнач (Пскемский хребет).

Друзы кристаллов горного мориона, дымчатого кварца и аметиста установлены в 1951 г. Э. А. и Р. Л. Дунин-Барковскими в магнезиальных скарнах с полиметаллами на левом берегу р. Мискан (Пскемский хребет). Форма кристаллов — гексагонально-дипирамидальная или в виде комбинации дипирамиды с короткой призмой. Размер 2×1 см.

Дымчатый кварц. Отмечается в пегматитовых жилах Узбекистана в виде кристаллов призматического габитуса длиной до 20 см (Кызылтюбесай на южном склоне Кураминского хребта) в тесном сростании с обычным кварцем.

Тонкозернистые разновидности кварца

Халцедон. Значительные скопления халцедона установлены в Кураминском хребте: Кургашинке (Бадалова, Бадалов, 1953; Бадалов, 1965; Голованов, 1965) и в коре выветривания в районе развития мощных обеленных зон Алмалык-Гушская, Кучара, Токмака, Супаташа,

Ангрена (материалы М. И. Моисеевой и В. П. Борискина; Моисеева, 1970; Петров и Рубанов, 1960; Николаева, 1967). В небольших количествах имеется во многих рудных месторождениях (Дюгаев, 1935; Вольфсон, 1935; Королева, 1941; Баталов, 1941; Арбузова, 1957; Моисеева, 1964; 1966; Багрова и др., 1966).

Многие исследователи отмечают халцедон в нефтяных и серных месторождениях (Уклонский, 1926, 1940; Леднев, 1927; Сидоренко, 1953; Ченцов, 1959; Смирнова, 1968).

Халцедон образует плотные скрытокристаллические массы с занозистым изломом, иногда полосчатые. Полосчатость обычно параллельна внешней поверхности корок. Окраска голубовато-белая, желтовато-серая, а за счет различных примесей становится бурой разных оттенков до черной. Темные разности непрозрачны, а светлые часто полупрозрачны. Отдельные слои халцедона имеют различную прозрачность.

В шлифах обнаруживается тонковолокнистое строение халцедона. Волокна слагают радиально-лучистые и сферолитовые скопления с крестообразным погасанием. Длина волокон 0,1—0,2 мм. Погасание волокон прямое, удлинение положительное и отрицательное. Показатели преломления для желтовато-серого халцедона из Кургашинокана следующие: $n_e = 1,534$; $n_o = 1,542$; двупреломление 0,008 (Голованов, 1965), $n_e = 1,530$; $n_o = 1,537$ (Бадалова, Бадалов, 1953).

Особенности состава халцедона изучены только спектральным анализом, показавшим постоянные примеси в нем Cu , Ag , Mg , Ca , Zn , Pb , Be , Fe , Al , Mn , Ti и редко других элементов.

Халцедон встречается в разнообразной геологической обстановке в качестве гидротермального и гипергенного образования.

Гидротермальный халцедон имеется во всех кварцево-рудных жилах района. Он приурочен к кварцу, сопровождающему рудную минерализацию, где местами сохранился в виде небольших скоплений реликтового характера. Проведенные исследования показали, что большая часть рудного кварца образовалась при перекристаллизации халцедона, что подробно описано выше.

В скарново-полиметаллических месторождениях — Кургашинокане и Кулькермесе (Бадалов и др., 1963, 1965), залегающих в серпентинизированных доломитах, имеются неправильные жило- и столбообразные тела мощностью до 3—5 м, состоящие из халцедона, опала и кварца, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов, магнетита, гематита, гетита и гипергенных гидросиликатов магния.

В кенкольских кварц-барит-флюоритовых жилах встречаются слоистые корки халцедона с натечно-бугристой поверхностью толщиной 5—10 см, обволакивающие обломки кварца и барита в брекчиях (Моисеева, 1969).

Гипергенный халцедон встречается в окисленных рудах многих месторождений (Такели, Алтынтопкан, Қанимансур, Қальмакыр) в виде тонких корочек с мелкобугорчатой поверхностью, выстилающих мелкие пустоты выщелачивания по сульфидам и среди гипергенных минералов: ярозита, малахита, хризоколлы и др.

Халцедон — постоянный спутник гидрослюдистых пород коры выветривания в Кураминском хребте (Алмалык-Гушсайский район, Кучар, Токмак, Такели, Супаташ, Опарсай и др.). Он образует в них выделения в виде сферолитов размером 30—300 мк, обнаруживаемых во всех электронно-микроскопических снимках глинистых фракций гидрослюдистых пород. Он образуется при разложении гидрослюды под воздействием сернокислых растворов, связанных с разрушением пирита. Кремнезем не растворяется в кислой среде и выпадает в виде опала, который с течением времени переходит в халцедон (Моисеева, 1970).

В нефтяных и серных месторождениях халцедон метасоматически замещает известняки и мергели, образуя линзовидно-жильные тела. В Шорсу (Уклонский, 1926), Северо-восточных предгорьях Ферганы (Ченцов, 1959), Чаурской структуре (Леднев, 1927), желваки и конкреции в Южном Узбекистане (Смирнова, 1968), стяжения в Кызылкумах (Ferguson and Wlodawetz, 1926; Сидоренко, 1953).

Цвет халцедона в перечисленных объектах светло-серый, голубоватый, коричневый и черный. Светлые разности часто имеют концентрически-зональную окраску. Форма конкреций неправильная или эллипсоидальная. На срезе конкреций заметна реликтовая слоистость известняка, что свидетельствует о замещении последнего халцедоном. В парагенезисе с халцедоном встречаются битумы, нефть, целестин, сера, гипс.

Совершенно своеобразные проявления халцедона наблюдаются на никель-графитовом месторождении Тасказган (Кызылкумы). Халцедон встречается там в виде шаровидных и эллипсоидальных желваков размером от 2—3 до 20 см. Желваки халцедона приурочены к зоне контакта известняков с габброидными породами. Цвет халцедона молочно-белый, дымчатый, розоватый и темно-серый. По краям и в тонких пластинках просвечивает. В 1 м³ графитовой руды содержится 4—6 желваков. По качеству халцедон Тасказгана относится к ювелирному виду сырья (Николаев, Талипов, 1964).

Агат. Встречается в зоне окисления месторождения Кургашикан в виде многоцветных полосчатых желваков в серпентинизированном доломите. Центральная часть желваков состоит из голубоватых и белых полосок, сменяющихся буровато-красными, серыми и черными. Поверхность агатовых образований покрыта щетками кварца или аметиста (Голованов, 1965). В аналогичных условиях отмечен агат в Чокадамбулаке (Багрова, 1967).

Кремень и кремнистые породы. Кремнями называют главным образом кремнистые конкреции, а пластовые отложения — кремнистыми породами. Резких минералогических различий между ними нет (Дэна и др., 1966).

Среди известняков и доломитов нижнего карбона встречаются горизонты с прослоями, линзами и конкрециями кремней. Кремень голубовато-серый, кремневый и черный, в тонких сколах просвечивает, излом грубый, раковистый. В шлифах под микроскопом выявляется их кварцево-халцедоновый состав.

Более подробное описание кварц-халцедоновых конкреций приводится выше при характеристике кварца осадочного типа.

Тридимит — SiO_2

Тридимит — одна из форм кремнезема, устойчивая в температурном интервале $870 - 1470^\circ\text{C}$ (Дэна и др., 1966).

Тридимит известен в районе Ангренского бурогольного месторождения, где был установлен Г. М. Крыловым, Ю. Ташпулатовым (1959) при рентгенографических исследованиях горелых пород и бегло охарактеризован И. К. Абубакировым, Н. А. Парпиевым и др. (1961).

Тридимит выделяется в виде мелких клиновидных зерен, слагающих радиально-лучистые агрегаты. В зернах широко распространено двойникование, встречаются и секториальные тройники. Показатели преломления ниже кварца. Зерна кварца в песчаниках угольной свиты в различной степени тридимитизированы. Тридимит развивается по трещинам, с краев зерен кварца, а местами образует полные псевдоморфозы. Часто тридимит находится в сростании с кристобалитом, кварцем, муллитом.

Тридимит в Ангрене — продукт горелого кварцевого песчаника юрского, мелового, третичного и четвертичного возраста, образовавшегося под влиянием высокой температуры подземного пожара.

Кристобалит — SiO_2

Кристобалит выявлен в 1959 г. вместе с тридимитом в районе бурогольного месторождения Ангрен Г. М. Крыловым и Ю. Ташпулатовым и бегло охарактеризован И. К. Абубакировым, Н. А. Парпиевым и др. (1961).

Кристобалит в шлифах бесцветный, изотропный, показатель преломления $N=1,4865$. Обычно находится в тесном сростании с тридимитом и в различной степени замещает обломочные зерна кварца вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Кристобалит, как и тридимит, в Ангрене представляет продукт горелого кварцевого песчаника в результате подземных пожаров.

Кристобалит иного генезиса установлен М. З. Закировым (1965) в Бухарской области в Кермининском месторождении опокovidных пород. По данным рентгенометрических исследований, в опокovidных кремневых породах отмечается низкотемпературный кристобалит с характерными линиями (4,2; 2,573; 1,660; 1,193). Низкотемпературный кристобалит образуется за счет опала как промежуточный продукт при переходе его в халцедон и кварц.

Опокovidные породы мощностью 14—40 м приурочены к палеогеновым осадкам, слагающим северо-западную часть Зирабулак-Зиаэтинских гор.

Опал — $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

В одних источниках опал рассматривают как гель аморфной кремнекислоты, а в других — как субмикрoкристаллический агрегат кристаллитов кристобалита, содержащих большое количество адсорбционной воды (Дэна и др., 1966). Опал в небольших количествах отмечается в окисленных рудах многих месторождений и в коре выветривания Кураминского хребта. Он выделяется в виде скрытокристаллических колломорфных масс. Бесцветный, молочно-белый, розовый, голубой, светло-зеленый, бурый, черный, светло-сиреневый, темно-красный, фиолетовый. Излом раковистый, хрупкий, твердость 5—5,6. Удельный вес колеблется в значительных пределах в зависимости от содержания в минерале воды: 1,96—2,0 (Пирмираб), 2,26 (Курусай), 2,35 (Накпай), 2,12—2,23 (Алтынтопкан), 2,05 (Акташ). Рентгеноаморфный.

Показатели преломления непостоянны и также зависят от содержания в нем воды: 1,452 (Кальмакыр); 1,427—1,457 (Пирмираб); 1,450 (Курусай); 1,440—1,479 (Кургашинокан); 1,427 (Накпай); 1,467—1,492 (Акташ).

Химический анализ опала показал значительное содержание воды (обычное 4—9%) (Дэна и др., 1966).

| <i>Компонент</i> | <i>Месторождение Накпай</i> |
|--------------------------|-----------------------------|
| SiO_2 | 77,34 |
| Al_2O_3 | 0,20 |
| CaO | 1,63 |
| $\mp \text{H}_2\text{O}$ | 20,28 |
| CO_2 | 1,30 |
| Сумма | 100,73 |
| Аналитик М. И. Исмаилов | |

Примеси CaO и Al_2O_3 обычны для опала. Спектральные анализы показали наличие в опале в виде ничтожной примеси рудных элементов — Ag , Cu , Zn , Pb .

Кривые нагревания опала (рис. 57) имеют характерную эндотермическую реакцию при $120\text{--}133^\circ$, отвечающую дегидратации. Наибольшие последующие остановки обязаны примесям кальцита (940°) и гидросиликата магния ($575\text{--}566^\circ$).

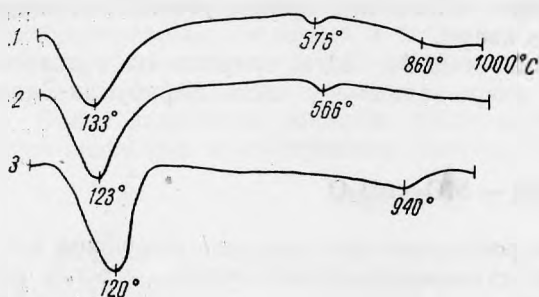


Рис. 57. Кривые нагревания опала.

1, 2 — корочки молочно-белого опала из Пирмираба (по М. И. Моисеевой); 3 — то же из Накпая (по М. И. Исмаилову).

Опал образуется в зоне окисления рудных месторождений. Он выделяется в виде корочек с гроздевидной поверхностью толщиной $1\text{--}2$ мм, мелких глобулей, коротких прожилок и небольших скоплений. В Кальмакырских окисленных рудах корочки опала чередуются с пленками малахита, брошантита, хризоколлы, а на

глобулях опала выросли иголки либетенита (Моисеева). В Курусае корочки опала переслаиваются с псиломеланом, аурихальцитом и каламином, а также отмечаются его скопления в скарнированных известняках.

Гнезда опала встречены в кварцевых жилах Чадака.

В коре выветривания среди серпентинизированных известняков Кургашиканка и в гидрослюдисто-глинистых породах Алмалык—Гушасая, Токмака и Кучара имеются корочки и небольшие комочки опала в ассоциации с ярозитом. Опал образуется за счет разложения силикатов: пироксена, волластонита, серпентина, серицита и др.

Пиролюзит — MnO_2

Пиролюзит отмечают многие исследователи в осадочных, осадочно-метаморфических месторождениях и в зоне окисления рудных месторождений. Несмотря на широкое распространение, пиролюзит изучен недостаточно.

Пиролюзит представлен радиально-лучистыми агрегатами, сложенными игольчатыми и пластинчатыми индивидами, плотными микрозернистыми и землистыми разностями часто концентрически-скорлуповатого строения, гроздевидными и почковидными выделениями. Длина кристалликов $0,5\text{--}6$ мм.

Кристаллы обычно исштрихованы в вертикальном направлении. Цвет железо-черный до черного, иногда с синеватой побежалостью. Удельный вес — 4,56 (Гузаксай) и 4,8 (Чукурджилга). Черта черная.

В полированных шлифах в отраженном свете представлен агрегатом таблитчатых индивидов с отчетливой спайностью, параллельной удлинению таблиц. Заметно двуотражение от серовато-белого до более светлого с желтоватым оттенком. Отражательная способность высокая (40—35%). Сильно анизотропен с цветным эффектом от кремовато-желтого до фиолетово-серого. Рефлексов нет.

Минерал растворяется в HCl с выделением хлора. При сплавлении с содой дает массу зеленого цвета. Химические анализы выполнены на материале с примесью манганита, браунита, кальцита, бурых железняков, кварца, а часть элементов (Zn, Pb) находится в адсорбированном состоянии (табл. 53). При исключении указанных примесей состав минерала приближается к теоретическому. В пиролюзите из золоторудного месторождения Гузаксай отмечается примесь Au (0,5 г/т) и Ag (67,5 г/т), а свинцово-серебряном (Канджол) примесь Ag (10—80 г/т).

Спектральные анализы гипергенного пиролюзита показали многочисленные примеси. Пиролюзит, как губка, впитывает из растворов почти все элементы, имеющиеся на месторождениях. Характерна примесь Au и Ag в пиролюзите из золоторудных месторождений и Ag из полиметаллических. Постоянно присутствует Mo, Pb, Zn, Ba и др.

Кривые нагревания имеют два эндотермических эффекта, характерные для пиролюзита. Некоторое колебание температур связано с примесями, либо зависит от агрегатного состояния минерала (рис. 58).

На рентгенограммах пиролюзита из Актепе (1) и Султануиздага (2) отмечены основные линии: 1—3,134 (10); 2,415 (8); 1,628(10), 1,304

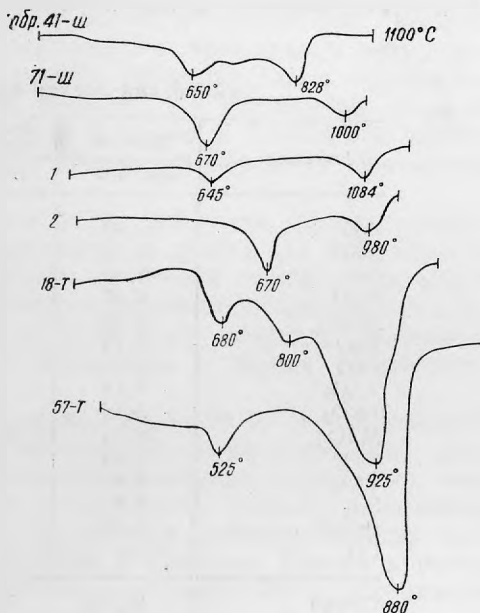


Рис. 58. Кривые нагревания пиролюзита.

41-ш, 71-ш — из золоторудного месторождения Чадак (материалы М. И. Моисеевой); 1 — из Алтынтопкана (материалы М. Р. Еникеева); 2 — из Султануиздага (Свириденко и др., 1966); 18-Т, 57Т — из Датуша и Кызылбайрака (Чекунов, 1963).

(9) (Моисеева, 1969); 2—3,112 (10); 2,401 (9); 1,621 (10); 1,310 (10) (Свириденко, 1966).

В генетическом отношении имеется несколько типов пиролюзита: осадочный, осадочно-метаморфический и гипергенный в зонах окисления самых разнообразных месторождений.

Осадочные месторождения пиролюзита приурочены к третично-меловым отложениям. В них пиролюзит встречается в виде пластообраз-

Таблица 53

Химический состав пиролюзита, вес. %

| Компонент | Гузаксай | Восточная Каптархана | Кургашинокан | |
|--------------------------------|----------------------|-------------------------|----------------------------|--------------------------------|
| | обр. 41-ш | обр. 3883 | обр. 5023 | обр. 776 |
| K ₂ O | 0,00 | — | 0,03 | — |
| Na ₂ O | 0,78 | — | — | — |
| CaO | 0,40 | 0,72 | 0,90 | 3,80 |
| MgO | 0,10 | 0,23 | 0,80 | 2,31 |
| MnO | 0,00 | 2,73 | — | 2,69 |
| ZnO | 0,15 | — | 0,80 | — |
| PbO | — | — | — | 2,81 |
| Al ₂ O ₃ | 0,18 | 0,35 | — | 0,69 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,58 | 1,81 | — | 0,11 |
| MnO ₂ | 89,54 | 93,47 | 95,98 | 78,68 |
| SiO ₂ | 2,25 | 0,72 | — | 6,20 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,05 | — | — |
| SO ₃ | 0,68 | — | — | 0,13 |
| ±H ₂ O | 0,30 | 0,44 | 1,53 | — |
| CO ₂ | — | — | — | 3,10 |
| Сумма | 99,96 | 100,52 | 100,01 | 100,52 |
| Лаборатория | МГ УзССР | | ИГиГ АН УзССР | МГ УзССР |
| Аналитик | Т. Т. Мухова | | — | П. Л. При- |
| Автор | М. И. Моисеева, 1969 | | И. М. Голо- ванов, 1965 | хидько М. И. Моисеева, 1969 |

Примечание. Обр. 41-ш—корочки игольчатого пиролюзита с мелкобугристой натечной поверхностью из рудной жилы; обр. 3883—корочки радиально-лучистого пиролюзита с натечно-бугристой поверхностью на буром железняке; обр. 5023, 776—пластинчатые агрегаты пиролюзита в пустотах среди кварца.

ных залежей, состоящих из скоплений оолитов. Пиролюзитовые зоны чередуются с псиломелановыми и карбонатными (горы Сатартау; Чекунов, 1962).

Пиролюзит осадочно-метаморфического типа встречается в Зеравшано-Гиссарской горной системе, Пскемском хребте и Султануиздаге,

Марганцевая минерализация приурочена к силурийским метаморфизованным осадочно-вулканогенным отложениям — месторождения Зиаэтинское, Дауташ, Кызылбайрак, Тахтакарача, Чупаната, Зибон (Чекунов, 1963; Свириденко и др., 1966, Воронич и др. 1971). Пиролозит образует тонкие прожилки и мелкие друзы в парагенезисе с браунитом, гаусманитом, вернадитом, вадом и гетитом, тонкозернистые вкрапленники, прослой и корочки на стенках пустот (Дауташ, Кызылбайрак). В прожилках пиролозит замещает гаусманит (Тахтакарача; Чекунов, 1963). Пиролозит (полианит) слагает гнезда и прожилки в кварцевых линзах с родонитом, гранатом, пренитом (Карачингиль в Султануиздаге) (Свириденко и др., 1966). В яшмовидных кремнистых сланцах вулканогенной формации ордовикского возраста в Пскемском хребте (Мацокина и др., 1971) пиролозит с браунитом образуют пропластки толщиной 0,5—1 см.

Пиролозит — типичный минерал зоны окисления рудных месторождений и коры выветривания Кураминского хребта. Он представляет собой конечный продукт поверхностного изменения марганцевых минералов. Образуется в результате разложения марганецсодержащих карбонатов, марганцовистых сфалеритов, некоторых хлоритов, родонита, бустамита, Мп-волластонита, Мп-геденбергита и других марганецсодержащих минералов.

Пиролозит слагает корочки толщиной 2—5—10 см с гроздевидной и натеchno-бугристой поверхностью, пленки, скопления в пустотах, друзочки в супергенном кальците и тончайшие игольчатые вроски в нем, часто располагающиеся зонально по зонам роста. Тончайшие игольчатые вроски пиролозита придают супергенному кальциту окраску темную до черной. В Восточной Каптархане и Среднем Такели корочки пиролозита покрывают бурожелезняковые образования в ассоциации с кальцитом. При разложении Мп-анкерита и Мп-сидерита на месте оставался кальцит, а железо переходило в гидрогетит, марганец — в пиролозит. Особенно много пиролозита в районах повышенного распространения Мп-карбонатов (Лашкерек, Актепе) и Мп-силикатов (Алтынтопкан) на общем фоне умеренного развития этого минерала в Кураминском хребте.

Рутил — TiO_2
Нигрин
V-рутил

Рутил — широко распространенный минерал. В Узбекистане он известен в различных геологических позициях. Наиболее часто рутил встречается в магматических породах.

Кристаллы рутила обычно имеют тетрагональный облик. Габитус призматический, игольчатый, волосовидный, очень редко таблитчатый. Для рутила из магматических пород характерны длинно- и короткопризматические, реже игольчатые кристаллы с притупленными окончаниями, со штриховкой, параллельной ребру призмы. Они очень малы (0,01—0,05, реже 0,2—0,5 мм). В измененных гранитоидных породах появляется сагенит, развивающийся по темноцветным минералам. Таблитчатые кристаллы рутила достигают 1,5 см (Хамрабаев, Урунбаев, 1968). В пропилитизированных породах и вторичных кварцитах рутил присутствует в пеннине и мусковите, развивающихся по биотиту. В этих породах очень часто встречаются коленчатые двойники. На месте раз-

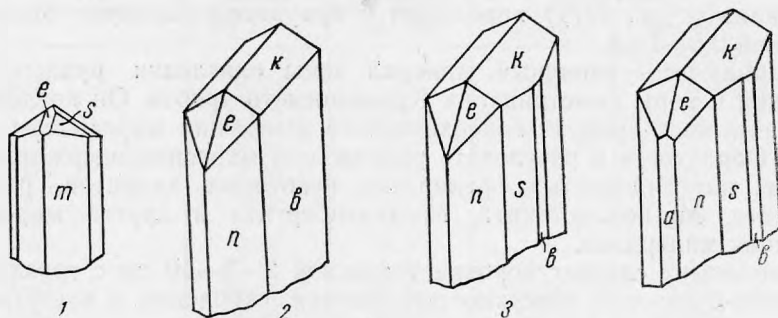


Рис. 59. Формы кристаллов рутила.

1—рутил из пегматитов Алтынтау (Шилин, 1940). 2—4—параморфозы рутила по брукиту из Кенкола (по М. И. Моисеевой).

ложившихся темноцветных минералов рутил образует скопления зерен или цепочки.

В грейзенах Кульдары кристаллы рутила имеют значительные размеры до 1,5—2,5 см (Мурадов, 1964), в кварцевых жилах Шушактау 3—4 см (Хамрабаев, 1968), в доломитовых жилах Алая 4—5 см (Федорчук, 1956), часто sdвойникованные. В грейзенах Кенкола отмечаются параморфозы рутила по брукиту (Моисеева, 1969; рис. 59).

Для рутила из магматических, жильных и метасоматических пород очень характерна штриховка, параллельная грани призмы, в то время как на гранях рутила из осадочных отложений многие исследователи отмечают косую и перекрещивающуюся штриховку (Бабаев, 1951, 1952, 1954; Акрамходжаев, 1952; 1954; Абрамович, 1959). Рутил в осадочных породах встречается в виде полуокатанных зерен, обломков, призматических и игольчатых зерен со сглаженными гранями пирамид, часто отмечаются коленчатые и сердцевидные двойники. Эти особенности ру-

тила из осадочных пород дают возможность предположить, что наряду с терригенным рутилом существует аутигенный.

Рутил из магматических пород окрашен преимущественно в красные тона, как, например, в Самгаре (Елисеева, 1958), Башкызылсае (Воловикова, 1958); Кульджуктау (Юлдашев, 1966), хотя встречаются бурые и коричневые окраски. В измененных гранитах и грейзенах широко встречаются желтоватые, коричневые, серые рутилы (Хамрабаев,

Т а б л и ц а 54

Химический состав рутила, вес. %

| Компонент | Рутил из кварцевых жил Кульдары | Рутил из доломитовых жил Алайского хребта | Рутил из коры выветривания гранитоидов Карнабского массива | Рутил-сагенил из гранита Актауского массива |
|--------------------------------|-----------------------------------|---|--|---|
| TiO ₂ | 96,78 | 96,50 | 99,53 | 89,47 |
| SiO ₂ | 0,62 | — | — | 1,2 |
| Fe ₂ O ₃ | — | 0,11 | — | Сл. |
| MgO | 0,35 | 0,79 | — | 0,14 |
| V ₂ O ₅ | — | 1,07 | — | — |
| Nb ₂ O ₅ | 0,13 | — | 0,17 | — |
| Прочие * | 2,18 | 1,75 | — | 9,46 |
| Сумма | 100,06 | 100,22 | 100,00 | 99,47 |
| Аналитик | В.В. Прасолова, Е.Ф. Касьянова | Е.Н. Калмыкова | — | — |
| Лаборатория | ИГиГ АН УзССР | Средазветметразведка | — | ИГиГ АН |
| Автор | З. Мурадов, 1964 | В. П. Федорчук, 1956 | Расулов, 1967, 1972 | УзССР П. Т. Азимов |

* За счет сростков с породообразующими минералами.

1958): в пропилитах — бурые, дымчато-бурые; в скарнах и жилах распространены черные и стально-серые; в осадочных породах наряду с красными и коричневыми рутилами часто встречаются желтые и медово-желтые разности. Минерал прозрачный, непрозрачный и полупрозрачный, блеск алмазный до металлического (нигрин).

Микротвердость рутила из Кульдары = 1000—1084 кг/мм², удельный вес — 4,3 (Мурадов, 1964).

Минерал одноосный положительный, имеет высокое преломление и двупреломление, прямое погасание. В отраженном свете сероватобелый, внутренние рефлексы в воздухе светло-желтые.

В рутиле присутствуют примеси V (до 2%), Ta, Nb в кварцевых жилах Тамды (Хамрабаев, 1950) (табл. 54). Спектральными анализами установлены Sn, Ni (до 1% в нигрине из Тамды; Хамрабаев, 1958), Zr, Zn, Pb, Cu, Be, Mn (0,0п—0,00п%).

Рутил широко распространен и образуется в различных условиях. Можно выделить следующие генетические типы рутила. Магматический рутил встречается как аксессуарий в различных типах магматических пород. В эффузивах его содержание составляет от единичных знаков до 0,3—4,5 г/т, в интрузивных породах Кураминского хребта 1—8,5 г/т, в Чаткале — 0,03—2,5 г/т (К. Урунбаев).

Постмагматический рутил образуется путем разложения титаносодержащих минералов. Часто наблюдается выделение рутила в виде сагениита в пеннине и мусковите, образовавшихся по биотиту. В гранитоидах, измененных постмагматическими процессами, наблюдается увеличение содержаний рутила до 20 г/т в альбитизированных гранитах Устукского массива в Северном Нуратау (Кушмурадов, 1967), 157,5 г/т в лейкократовых гранитах Кульджуктау (Юлдашев, 1966).

В гидротермально измененных породах — грейзенах, пропилитах, вторичных кварцитах — рутил распространен весьма широко. Ассоциирует с мусковитом, хлоритом, кварцем.

Гипергенный рутил отмечается в каолиновой коре выветривания на биотитовых гранитах Карнаба (Расулов, 1964, 1967, 1972). Он возник в результате распада биотита. Доказательством гипергенного происхождения рутила служит его отсутствие в неизмененных гранитах и появление в верхней части коры выветривания в значительных количествах.

Аутигенный рутил присутствует среди бокситов Гиссара (Коннов, 1957, 1964, 1967) и Тамды (Соседко, 1939) в ассоциации с корундом, диаспором, гидраргиллитом.

Кластогенный рутил встречается в осадочных породах различного возраста и состава. Содержания рутила увеличиваются в направлении от горных обрамлений к центру впадины (Троицкий, 1967). В кайнозойских молассах Ферганы наблюдается обрастание рутила ильменитовой каемкой с постепенным переходом в ильменит (Вертунов, 1957). В виде тонких иголок рутил встречен в ташкентском лессе (Канцельский, 1941; Пилосов, 1962; Мавлянов, 1960).

Анализ — TiO_2

В Узбекистане анатаз распространен широко, но встречается в небольших количествах. По данным К. Урунбаева, в эффузивах Кураминской подзоны анатаз содержится в количестве от единичных знаков до 1,5 г/т; в интрузивах от 1 до 7 г/т; в интрузивах Чаткала 0,002—0,08 г/т; значительно больше в аляскитах и щелочных гранитах — до 4,2 г/т, в серицитизированных участках до 20 г/т, в интрузивах Западного Узбекистана — от единичных знаков до 2,2 г/т, а в отдельных массивах до 15 г/т (Юлдашев, 1966).

В интрузивах и гидротермальных образованиях анатаз встречается в виде мелких (0,1—0,5, реже до 2 мм), хорошо образованных кристалликов дипирамидального и таблитчатого габитусов. Преимущественно развиты грани тетрагональной дипирамиды, реже пинакоида и призмы (рис. 60). На кристаллах отмечается горизонтальная штриховка, параллельная основанию пирамиды. Реже встречаются мелкие неправильные зерна и скопления.

В осадочных породах получили развитие полуокатанные обломки и хорошо сохранившиеся кристаллы таблитчатой, дипирамидальной и призматической формы. Призматическая форма кристаллов, чрезвы-

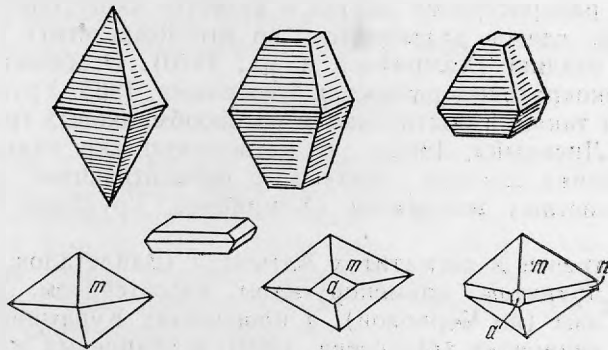


Рис. 60. Кристаллы анатаза из измененных вулканогенных пород Пирмираба, Кураминский хребет (по М. И. Моисеевой).

чайно редкая в магматических породах, часто отмечается в осадочных образованиях — в меловых отложениях и кайнозойских молассах Ферганы (Акрамходжаев, 1952; Вертунов, 1956; Ситникова, 1968).

Анатаз обычно прозрачен и окрашен в зеленые и голубовато-синие цвета всевозможных оттенков, часто черный, непрозрачный, бурый, красно-коричневый. Синие анатазы окрашены равномерно, в остальных окраска пятнистая. Блеск алмазный, иногда жирный или металлоидный. Хрупкий. Излом раковистый.

В шлифах в проходящем свете наблюдается плеохроизм от золотисто-желтого по No до оранжевого с бурым оттенком по Ne (Вертунов, 1956; Абрамович, 1959). Оптически одноосный, отрицательный. Двупреломление и рельеф очень высокие. При скрещенных николях почти не меняет окраску. Изредка наблюдается зональность.

Спектральными анализами в анатазах обнаружены элементы-примеси (%): Ca, Si—0,п; Al, Fe—0,п—0,0п; Ag, Mg, Ba, Nb, Sc—0,0п—0,00п; Be, Zr, Cr, Mn—0,000п (Пирмираб); Mg, Si—0,п; Fe—0,0п; Al,

Мп — 0,00п (аксессуарный анатаз из кызылсайских гранитов, Чаткальский хребет, Воловикова, 1958). Часто в анатазе Чаткало-Курамы отмечаются (%): Nb—1,15 (Козырев, 1967); 2—2,5 (Козлова, 1960); 2—10 (Хамрабаев, Магдиев, 1970); U—0,06—0,1 (Козлова, 1960); 0,0—0,1 (Хамрабаев, Магдиев, 1970); Zr—0,00—1 (Хамрабаев, Магдиев, 1970).

На рентгенограммах выявлены следующие основные линии: 3,51 (10); 1,885 (10); 1,692 (6) (Актурпак, вторичные кварциты); 3,540 (10); 1,894 (8); 1,707 (7) (Гава, грейзены).

Существует несколько генетических типов анатаза.

Наиболее распространен анатаз в качестве аксессуория в магматических породах, где он развивается по титаномагнетиту в автометаморфическую стадию (Хамрабаев и др., 1970). Особенно характерен минерал в лейкократовых разностях (Лисицына, 1965; Урунбаев, 1971), но встречается также в биотитовых и роговообманковых гранитах (Юлдашев, 1966; Лисицына, 1965). В метасоматически измененных гранитах образование анатаза связано с серицитизацией и хлоритизацией темноцветных минералов (Хамрабаев, Урунбаев, 1968; Урунбаев, 1971).

Анатаз встречен в пегматитах Алтынтау (Заплеталов, 1935) в парагенезисе с брукитом, ильменорутилом, касситеритом, колумбитом; в грейзенах Гавы (по Черновой), в пропилитах Кураминского хребта во вторичных кварцитах (Моисеева, 1969), в кварцевых жилах золото-рудного месторождения Пирмираб в сростках с пиритом, флюоритом, гематитом.

В осадочных породах встречается как терригенный, так и аутигенный анатаз.

Аутигенный анатаз развивается за счет лейкоксена и других титансодержащих минералов. Часто реликты первого сохраняются в кристаллах. Встречен в каолиновых корах выветривания Карнаба (Расулов, 1964), Ангрена (Петров, Рубанов, 1960; Либензон, 1964; Николаева, 1967), в бокситах Гиссара и Тамды (Коннов, 1964).

Терригенный анатаз в виде обломков и более или менее окатанных зерен распространен повсеместно в осадочных породах всех возрастов (Троицкий, 1967; Гриднев, Набиев, 1961; Мавлянов и др., 1960; Пилосов, 1962; Гриднев, 1961; Вертунов, 1956; Ситникова, 1968).

Брукит — TiO_2

Брукит — довольно редкий минерал. В единичных зернах отмечается в магматических породах в парагенезисе с анатазом (гранитоиды и сиенит-порфиры Чаткала, Урунбаев, 1971; Козлова, 1960; гранодиориты Кураминского хребта, Рабинович, Раджабов, 1964). Образует таблит-

чатые кристаллы, исстрихованные по граням призмы; их размеры 0,1—0,2 мм. Цвет желтый, желтовато-коричневый. Блеск стеклянный и металловидный. Спайность совершенная. Под микроскопом наблюдается прямое погасание, рельеф и двупреломление очень высокие.

В бруките из сиенит-порфиров Чаткала спектральным анализом обнаружены следующие элементы-примеси: Zr—0,0п%; Nb, Mg, Al, Fe, Ca—0,00п%; Be, Sc, Mn, Cu — следы (Козлова, 1960).

Брукит, по-видимому, гидротермальный минерал. Обычно он развивается по анатазу (Урунбаев, 1971), его содержание возрастает в измененных альбитизированных участках (Чимган).

В осадочных породах встречается в виде терригенных обломков, но возможны аутигенные образования в виде кристаллических форм.

Лейкоксен

Лейкоксен — рыхлые или плотные скрыто-кристаллические, а также аморфные выделения желтовато-бурого и серого цвета, продукты изменения титановых минералов, чаще всего ильменита и сфена (Минералы, т. II, вып. 2, 1965). Представляет собой обломки кристаллов, пластинчатые зерна, корочки, комочки, дендриты. Цвет желтоватый, бурый, серый. Облик фарфоровидный и землистый. В отраженном свете наблюдается белая хлопьевидная окраска.

В лейкоксене из магматических пород Чаткальского хребта спектральным анализом отмечены (%): Ti, Fe, Zr, Mg, P, Si—п; Al, Mn—0,п; V, Ba, Sc, Pb—0,0п; Be, Sn, Ni—0,00п; из пегматитов 0,п Nb и 0,0п V, из аплита — 0,3 U (Воловикова, 1958). Акцессорный лейкоксен из кварцевого порфира (Самгарский интрузив, Елисева, 1960) содержит (%): V~1; U и Th — до 0,3%; Sc — сл., Nb — 0,5.

Минерал развивается по сфену, ильмениту, рутилу, частично или полностью их замещая. Биотит тоже часто лейкоксенизируется. В осадочных породах юрского возраста (Северная Фергана, Тегенекская площадь) широко развиты процессы хлоритизации глинистого цемента, что сопровождается развитием лейкоксена (Ситникова, 1968).

Касситерит — SnO₂

Первые находки касситерита в Узбекистане относятся к тридцатым годам. Минерал обнаружен в Каратюбинских горах (Клунников, 1932; Зильберштейн, 1935), в Алтынтау (Соседко, 1935), в бассейне р. Чадак (Раджабов, Садыков, 1939, 1942).

В последующие годы отрывочные сведения по касситеритам Западного Узбекистана и Чаткало-Кураминского региона появились в рабо-

тах многих исследователей. Наиболее полные данные по отдельным касситеритам месторождений были опубликованы С. С. Курбатовым (1935), К. М. Кромской (1949), В. Д. Отрощенко (1971) и представлены в материалах П. Н. Мамонтовой, П. Е. Крыгиной, В. А. Корнетовой и др.

Касситериты встречаются в виде отдельных кристаллов, их двойников, тройников, зернистых, микрзернистых и радиально-лучистых агрегатов.

В пегматитах Алтынтау, по данным П. Е. Крыгиной, кристаллы касситерита имеют следующий облик: а) столбчато-дипирамидальные, часто сдвойникованные, встречающиеся в грейзенизированных зонах; б) сплюснутые кристаллы, тоже сдвойникованные; в) вытянутые остропирамидальные, достигающие в длину 5 см; г) зернистые агрегаты в виде гнезд размером до 1,5 см в кварц-мусковитовой зоне.

В пегматитах Султануиздага, по данным В. А. Корнетовой, кристаллы касситерита имеют форму пинакоида (001), тетрагональной призмы (100), (110) и (120), тетрагональной дипирамиды (101), (111), (122) (рис. 61).

Касситерит в минерализованных зонах среди известняков в Зирабулакских горах (Кочкарлы, Чангаллы, Лапас, Кермине и др.) представлен удлиненнопризматическими кристаллами с неравномерно развитыми гранями пирамид и сплюснутыми кристаллами. Длина 0,3—2,5 см, отношение длины к ширине 4:1 и 3:1. Окраска концентрически-зональная: бесцветные полосы чередуются с коричневыми. Зернистый касситерит образует выделения неправильной формы размером 0,1—2 см. Встречаются радиально-лучистые разности (Кромская, 1959).

В скарново-шеелитовом месторождении Ингичке касситерит образует тонкую спорадическую вкрапленность в виде тетрагональных призм с пирамидальными окончаниями и сростков — сердцевидных, коленчатых двойников и тройников. Размер кристаллов составляет от сотых долей до 0,75 мм. На их гранях отмечается тонкая параллельная штриховка (Лиценмайер, 1967).

В месторождении Кермине встречаются две разности касситерита — кристаллическая и колломорфная. Размеры кристаллов 0,1—5 мм. Кристаллы призматического габитуса, которые часто представлены двойниками и более сложными сростками. Колломорфный касситерит представлен сферолитами (до 2—3 мм) концентрически-зонального строения (Отрощенко, 1971).

В касситерит-сульфидном месторождении Наугарзансай (Кураминский хребет), по данным Э. П. Николаевой и М. И. Моисеевой, он выделяется в виде плотных микрзернистых непрозрачных скоплений размером до 1 мм, участками даже слабо реагирующими на поляризованный свет, очень мелких кристалликов игольчатого и призматическо-

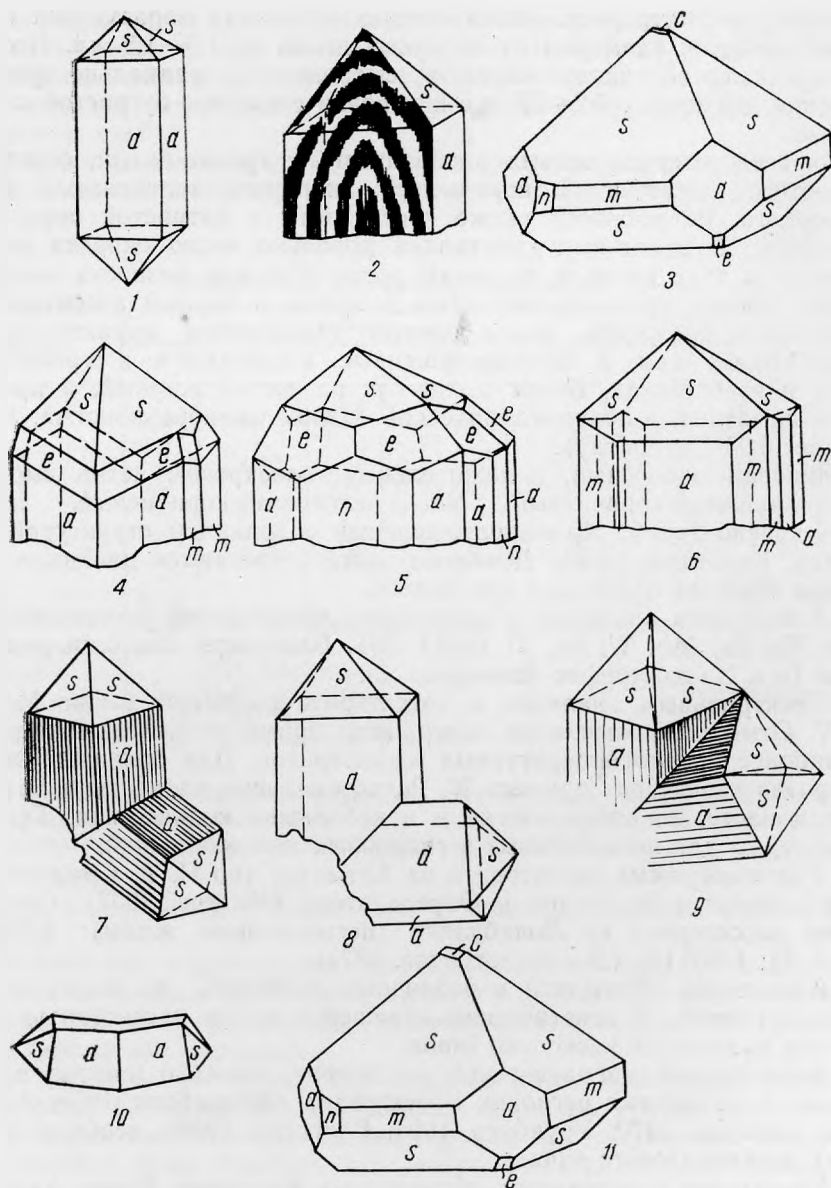


Рис. 61. Формы кристаллов касситерита (1—6) и их двойников (7—10) из месторождения Чангаллы (по К. М. Кромской), 11—из Султануиздага (по В. А. Корнетовой).

го габитуса с тетрагональными сечениями, иногда образующих коленчатые двойники размером от тысячных долей до 1,0—1,5 мм. Игольчатые кристаллики часто слагают сферолитики радиально-лучистого строения диаметром 0,2—1,5 мм и корочки с натечно-бугристой поверхностью.

Цвет касситерита весьма разнообразный; грязно-белый, сероватый, бесцветный, желтоватый, коричневый, вишневый, зеленоватый, бурый до черного. Встречаются также касситериты с пятнистой окраской и зональной. В отдельных кристаллах довольно часто окраска распределяется в виде пятен и по зонам роста. Светлые разности полупрозрачны, темные просвечивают лишь в краях, а черный касситерит совершенно непрозрачен. Более темные касситериты характерны для пегматитовых жил, а светлоокрашенные встречаются в грейзеновых зонах и известняках. Блеск зернистых разностей жирный, а кристаллов — алмазный и полуметаллический. Излом мелкокоралловидный. Удельный вес 6,93 (Алтынтау).

Минерал одноосный, положительный, плеохроизм четко выражен: Ng — оранжево-коричневый, Nm — зеленовато-коричневый, иногда Ng — красно-бурый, Np — желто-зеленый с зонарной структурой (Алтынтау, Курбатов, 1935). Довольно часто встречаются двойники и зонарное строение отдельных кристаллов.

Химическим анализом в касситерите кроме олова установлена примесь Nb, Ta, Mn, W, Fe, Ti (табл. 55). Благодаря близости радиусов ионы Ta и Nb изоморфно замещают Sn.

Спектральным анализом в касситерите выявлены также Mg, Ca, Al, V. Отмечено повышенное содержание примесей железа и марганца у наиболее высокотемпературных касситеритов. Для большинства касситеритов характерна примесь W. Редкоземельные элементы и Sc встречаются часто, но спорадически и в небольших количествах, Ta и Nb характерны для пегматитовых и скарновых месторождений.

Рентгенограмма касситерита из Алтынтау (по Н. А. Смольянинову и др.) принята за эталон в Определителе (Михеев, 1957). Основные линии касситерита из Лолабулака (пегматитовые жилы): 1,766 (9); 1,214 (7); 1,070 (8) (Джамалетдинов, 1971).

Касситерит образуется в различных условиях — от магматических до гипергенных. В генетическом отношении среди касситеритов Узбекистана выделяется несколько типов.

Акцессорный магматический касситерит довольно широко распространен в различных регионах Узбекистана (Хамрабаев, 1958; Азимов, 1965; Козырев, 1970; Урунбаев, 1964; Елисеева, 1959), особенно в гранитах лейкократового типа.

Касситерит в пегматитах обнаружен в Кетменчи, Кутчи, Алтынтау, Науке, Лолабулаке, Султануиздаге и др., в виде вкрапленности в

грейзенизированных участках в ассоциации с мусковитом, колумбитом, турмалином и др. По мнению Х. Н. Баймухамедова (1960), оловоносны пегматиты сложного метасоматического типа.

Касситерит в грейзенах содержится в Кенколе, Алмабулаке в Кураминском хребте.

В скарнах касситерит (Тым и Ингичке) приурочен к мелким трещинам и зонам дробления, образуя неравномерно рассеянные вкрап-

Таблица 55

Химический состав касситерита, вес. %

| Компонент | Алтынтау | | | | | | Кермине | | |
|--------------------------------|-------------------------|--|--------|----------------------|-------|--------|-----------------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 1131 | 1143 | 1138 |
| SnO ₂ | 95,20 | 93,71 | 93,71 | 96,03 | 95,26 | 97,15 | 96,40 | 96,05 | 94,32 |
| SiO ₂ | 0,12 | — | 1,24 | 0,66 | 2,21 | 0,80 | 1,02 | 0,96 | 2,64 |
| TiO ₂ | — | 3,03 | 0,15 | 0,87 | 0,47 | 0,19 | 0,73 | 0,88 | 0,48 |
| Ta ₂ O ₅ | — | — | 3,03 | 0,45 | Сл. | 0,77 | — | — | — |
| Nb ₂ O ₅ | — | 0,62 | — | 1,77 | — | 0,97 | — | — | — |
| Fe ₂ O ₃ | 0,04 | 0,15 | 1,32 | 0,35 | 1,20 | 0,78 | 0,82 | 1,12 | 0,64 |
| CaO | — | 1,24 | 0,62 | 0,05 | 0,78 | 0,03 | — | — | — |
| WO ₃ | — | — | — | — | — | — | 0,69 | 0,46 | — |
| H ₂ O± | 0,12 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сумма | 95,48 | 98,75 | 100,07 | 100,18 | 99,92 | 100,69 | 99,66 | 99,47 | 98,08 |
| Лаборатория | | | | | | | САИГИМС | | |
| Аналитик | | П.Н. Мамонтова | | | | | | | |
| Автор | Курба- татов 1935 | П.Н. Мамонто- ва, Н.А. Смольянинов | | П.Е. Кры- гина | | | Отрощенко, 1972 | | |

Примечание. Обр.1—6—кристаллы касситерита из пегматитовой жилы; 1131, 1143—кристаллический касситерит; Обр. 1138—сферолиты касситерита концентрически-зонального строения тонкодисперсной структуры.

ленники и прожилки в ассоциации с кварцем, арсенопиритом, пиритом и др.

Касситерит гидротермальный. Касситериты Зирабулак-Зиаэтдинских гор, по данным Х. Н. Баймухамедова (1960), связаны с месторождениями скарново-сульфидной, касситеритово-кварцевой и касситеритово-карбонатной формаций.

В одном из месторождений касситеритово-карбонатной формации (Кочкарлы) К. М. Кромская (1959) выделяет две генерации минерала.

В касситерит-сульфидном месторождении Наугарзан (Кураминский хребет) тоже имеются две генерации описываемого минерала.

Отмечается широкое рассеяние касситерита в месторождениях различного типа в Чаткальских горах.

Платтнерит — PbO_2

Платтнерит — редкий минерал. Впервые для Узбекистана обнаружен И. М. Головановым (1959, 1964, 1965) в полиметаллическом месторождении Кургашинокан в Кураминском хребте, а позже Г. М. Чеботаревым на месторождении Учкулач в Нурагинском хребте.

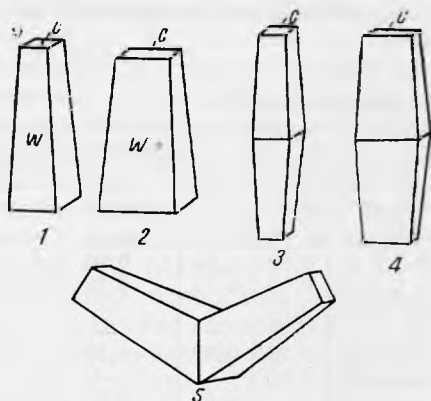


Рис. 62. Формы кристаллов платтнерита из Кургашинокана.

1, 3—обычные формы, 2, 4—искаженные формы, вытянутые по оси «в», 5—двойники срастания по (011).

Минерал встречается исключительно в кристаллических образованиях, в отличие от наиболее обычной натечной формы нахождения во всех известных месторождениях. Заметно распространен на месторождении Кургашинокан. Кристаллы платтнерита имеют прекрасную кристаллическую огранку и размер от 0,1 до 1 мм по оси «с» и от 0,05 до 0,15 мм в поперечнике (рис. 62). В Учкулаче, помимо подобных кристаллов, отмечаются также бородавчатые образования.

Облик кристаллов игольчатый до тонкоигольчатого. Кристаллы представлены вытянутыми тетрагональными пирамидами или дипирамидами в комбинации с пинакоидом. Иногда наблюдается закругление

ребер кристаллов. Большинство кристаллов платтнерита сдвойничено. Типичны двойники срастания по (011).

Окраска платтнерита смоляно-черная, порошок — темно-коричневый. Минерал не прозрачен, лишь края тончайших осколков просвечивают рубиново-красным цветом.

Твердость больше 5—6. Удельный вес 8,95. Платтнерит легкоплавок. В восстановительном пламени без соды и угля дает королек свинца. Черные кристаллы платтнерита в восстановительном пламени приобретают ярко-желтый цвет в результате восстановления PbO_2 в PbO (массикот), а несколько дальше от центра пламени образуются коричневато-красные налеты сурика — Pb_3O_4 . Резкое изменение цвета платтнерита пламенем от черного до ярко-желтого — один из надежных диагностических признаков минерала (Голованов, 1959).

Рентгенограммы минерала с Учкулача и Кургашинокана сходны с эталоном. Основные линии следующие: Кургашинокан — 3,49 (6); 2,79 (6); 1,85 (10), Учкулач — 3,49 (5); 2,78 (5); 1,85 (10).

Из элементов-примесей платтнерита особенно характерно присутствие таллия, содержание которого в Учкулачском платтнерите составляет 2000—2040 г/т. Из прочих элементов отметим Sb, Zn, Cu, Co, V, Mn, Sr, Ba (0,0n—0,00n %).

В проходящем свете под микроскопом некоторые тончайшие пластинки платтнерита слабо просвечивают красноватым цветом. В этом случае можно наблюдать их прямое угасание. В отраженном свете минерал светло-серый, слабо анизотропен.

Платтнерит в окисленных рудах ассоциирует с вульфенитом, гетитом, ярозитом, пиролюзитом. По сравнению со всеми этими минералами платтнерит более поздний. Его кристаллы в виде тончайших иголочек закономерно нарастают на каламин, прикрепляясь плоскостью (011) к грани ромбической призмы каламина (110) и, в меньшей степени, к наиболее развитой грани пинакоида.

Теллурит — TeO_2

Теллурит выявлен П. Л. Гертман (1970) в протолочных пробах из золоторудного месторождения Кочбулак (Кураминский хребет), переданных Р. Г. Юсуповым на определение.

Теллурит образует тонкие пластинки, листоватые скопления и радиально-лучистые налеты на зернах тетраэдрита. Размер выделений 0,05—1,5 мм. Цвет белый и желтый разных оттенков, блеск шелковистый до алмазного, мягкий. Минерал в шлифах прозрачный, двуосный, положительный. В иммерсионных препаратах спайные выколки обнаруживают прямое погасание и положительное удлинение. Показатели преломления: N_g — 2,36, N_m — 2,18. Теллурит растворяется в концентрированной H_2SO_4 , давая малиновое окрашивание.

Основные линии на рентгенограмме теллурита: 3,8 (10); 3,3 (10); 3,04 (7).

Теллурит — гипергенный минерал, он образовался в зоне окисления за счет разложения первичных теллуридов, широко развитых на месторождении.

Молибдит — MoO_3

Минерал очень редкий, установлен на Кальмакыре (Рузматов, 1964), Сарычеку и Янгоклы. Молибдит представлен мелкими радиально-лучистыми агрегатами канареечно-желтого цвета.

Минерал очень хрупкий, твердость около 1. Растворяется в HCl. Под микроскопом прозрачный, N_g — 2,00; N_p — 1,700—1,709.

Спектральным анализом в минерале установлено очень много Mo, 0,п % Fe и 0,0п % Cu, Ca.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| Предисловие | 5 |
| Глава I. К истории минералогических исследований в Узбекистане (М. И. Моисеева) | 7 |
| Глава II. Описание минералов | 15 |
| Самородные элементы | 23 |
| Металлы | 23 |
| Железо (М. И. Моисеева) | 23 |
| Медь (М. И. Моисеева, Д. А. Сахор) | 24 |
| Серебро (М. И. Моисеева) | 27 |
| Золото (М. И. Моисеева, Р. П. Бадалова, Э. А. Маркова) | 31 |
| Свинец (М. И. Моисеева) | 41 |
| Платина (Т. С. Тимофеева) | 42 |
| Иридий платинистый (Т. С. Тимофеева) | 43 |
| Иридий осмистый (Т. С. Тимофеева) | 43 |
| Порпецит (Т. С. Тимофеева) | 44 |
| Цинк (Э. П. Николаева) | 44 |
| Олово (М. И. Моисеева) | 45 |
| Ртуть (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева) | 45 |
| Полуметаллы и неметаллы | 46 |
| Графит (К. М. Кромская) | 46 |
| Шунгит (Э. А. Дунин-Барковская) | 47 |
| Селен (Г. Д. Тростянский) | 48 |
| Мышьяк (М. И. Моисеева) | 49 |
| Сурьма (М. И. Моисеева) | 50 |
| Висмут (Э. А. Дунин-Барковская) | 51 |
| Сера (С. К. Смирнова) | 53 |
| Интерметаллические соединения | 62 |
| Дискразит (М. И. Моисеева, Д. А. Сахор) | 62 |
| Маухерит (Д. А. Сахор) | 63 |
| Стисгаит (Э. П. Николаева) | 63 |
| Неназванный минерал (Э. П. Николаева) | 64 |
| Карбиды | 65 |
| Когенит (Э. П. Николаева) | 65 |
| Муассанит (Э. П. Николаева, Т. Н. Далимов, Р. Г. Юсупов) | 66 |
| Арсениды | 67 |
| Никелин (М. И. Моисеева, К. М. Кромская) | 67 |

| | |
|---|-----|
| Брейтгауптит (К. М. Кромская) | 68 |
| Леллингит (М. И. Моисеева) | 68 |
| Саффорит (М. И. Моисеева) | 70 |
| Раммельсбергит (М. И. Моисеева) | 70 |
| Смальтин — хлоантит (М. И. Моисеева) | 71 |
| Сульфиды | 73 |
| Простые сульфиды | 73 |
| Аргентит (М. И. Моисеева) | 73 |
| Акантит (М. И. Моисеева) | 73 |
| Халькозин (И. М. Голованов) | 74 |
| Пентландит (К. М. Кромская) | 75 |
| Галенит (М. И. Моисеева) | 76 |
| Сульфид Pb и Fe (Э. А. Дунин-Барковская) | 91 |
| Сфалерит (М. И. Моисеева) | 92 |
| Вюртцит (М. И. Моисеева) | 107 |
| Гринокит (М. И. Моисеева) | 108 |
| Хоулит (М. Р. Еникеев) | 108 |
| Киноварь (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева) | 109 |
| Метациннабарит (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева, В. А. Григоренко, Ю. А. Волков) | 112 |
| Алабандин (М. И. Моисеева) | 113 |
| Гауерит (М. И. Моисеева) | 113 |
| Пирротин (М. И. Моисеева) | 114 |
| Ковеллин (М. И. Моисеева) | 118 |
| Миллерит (М. И. Моисеева) | 119 |
| Реальгар (Е. А. Конькова) | 119 |
| Аурипигмент (Е. А. Конькова) | 119 |
| Антимонит (Д. А. Сахар, С. Я. Клемперт) | 120 |
| Висмутин (Э. А. Дунин-Барковская) | 122 |
| Устарасит (Э. А. Дунин-Барковская) | 128 |
| Пирит (М. И. Моисеева, Ю. В. Михайлова) | 131 |
| Марказит (М. И. Моисеева) | 157 |
| Мельниковит (М. И. Моисеева) | 162 |
| Бравонит (К. М. Кромская, М. И. Моисеева) | 163 |
| Вазсит (К. М. Кромская) | 164 |
| Молибденит (С. Т. Бадалов) | 165 |
| Йордзит (С. Т. Бадалов) | 169 |
| Тунгстенит (М. Д. Троянов, О. М. Римская-Корсакова) | 169 |
| Патронит (В. Ф. Савельев, Е. А. Конькова) | 170 |
| Сложные сульфиды | 171 |
| Штрмейерит (М. И. Моисеева) | 171 |
| Кобальтин (М. И. Моисеева) | 172 |
| Герсдорфит (М. И. Моисеева, К. М. Кромская) | 172 |
| Ульманнит (К. М. Кромская) | 173 |
| Гудмундит (С. Я. Клемперт) | 174 |
| Арсенопирит (М. И. Моисеева) | 174 |
| Прустит (М. И. Моисеева) | 182 |
| Пираргирит (М. И. Моисеева) | 182 |
| Блеклые руды (И. М. Голованов) | 184 |
| Халькопирит (И. М. Голованов) | 189 |
| Кубанит (И. М. Голованов) | 198 |
| Валлерит (М. И. Моисеева) | 198 |
| Станнин (М. И. Моисеева) | 199 |
| Люционит (М. И. Моисеева) | 200 |

| | |
|--|-----|
| Энаргит (А. Х. Туресебеков) | 200 |
| Тиллит (Т. М. Мацокина-Воронич) | 201 |
| Мнаргирит (М. И. Моисеева) | 201 |
| Шапбахит (Э. А. Дунин-Барковская) | 202 |
| Матильдит (Э. А. Дунин-Барковская) | 202 |
| Кобеллит (Э. А. Дунин-Барковская) | 204 |
| Висмутогинтинаит (Э. А. Дунин-Барковская) | 209 |
| Козалит (Э. А. Дунин-Барковская) | 208 |
| Штернбергит (М. И. Моисеева) | 212 |
| Бурнонит (М. И. Моисеева) | 212 |
| Айкинит (Э. А. Дунин-Барковская) | 213 |
| Рецбаниит (Э. А. Дунин-Барковская) | 215 |
| Клапротит (Э. А. Дунин-Барковская) | 216 |
| Бертьерит (С. Я. Клемперт) | 217 |
| Джемсонит (М. И. Моисеева) | 218 |
| Висмутовый джемсонит (сахаровант) (Э. А. Дунин-Барковская) | 218 |
| Галенобисмутит (Э. А. Дунин-Барковская) | 220 |
| Борнит (И. М. Голованов) | 222 |
| Виоларит (К. М. Кромская) | 224 |
| Бетехтинит (М. И. Моисеева) | 225 |
| Кермезит (С. Я. Клемперт) | 225 |
| Полибазит (М. И. Моисеева) | 225 |
| Стефанит (М. И. Моисеева) | 227 |
| Виттихенит (Э. А. Дунин-Барковская) | 227 |
| Лиллианит (Э. А. Дунин-Барковская) | 228 |
| Буланжерит (М. И. Моисеева) | 230 |
| Плагионит (М. И. Моисеева) | 232 |
| Франкеит (Т. М. Мацокина-Воронич) | 232 |
| Овихнит (М. И. Моисеева) | 233 |
| Бегерит (Э. А. Дунин-Барковская) | 233 |
| Селениды | 233 |
| Клаусталит (Г. Д. Тростянский) | 233 |
| Клокманнит (С. К. Смирнова) | 234 |
| Тимаинит (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева) | 234 |
| Ферроселит (Г. Д. Тростянский) | 235 |
| Умангит (В. Ф. Савельев) | 236 |
| Эвкайрит (Г. Д. Тростянский) | 236 |
| Гуанахуатит (Э. А. Дунин-Барковская) | 236 |
| Теллуриды | 237 |
| Гессит (М. И. Моисеева) | 237 |
| Вейссит (Э. А. Маркова) | 238 |
| Рикардит (В. Н. Аполлонов, Э. А. Дунин-Барковская) | 239 |
| Алтаит (М. И. Моисеева) | 239 |
| Хедлиит (Г. Н. Нечелюстов) | 240 |
| Жозеит А (Э. А. Дунин-Барковская) | 240 |
| Жозеит В (Э. А. Дунин-Барковская) | 240 |
| Жозеит А — В (Д) (Э. А. Дунин-Барковская) | 240 |
| Теллуровисмутит (М. И. Моисеева) | 246 |
| Тетрадимит (Э. А. Дунин-Барковская) | 247 |
| Калаверит (М. И. Моисеева) | 252 |
| Вольнскит (Э. А. Маркова) | 252 |
| Креннерит (М. И. Моисеева) | 253 |
| Сильванит (М. И. Моисеева) | 253 |

| | |
|---|-----|
| Петцит (М. И. Моисеева) | 254 |
| Галогениды | 254 |
| Флюорит (М. И. Моисеева) | 254 |
| Селлаит (В. Н. Аполлонов) | 265 |
| Флюоцерит (В. Б. Шувалов) | 266 |
| Галит (В. С. Попов, И. В. Рубанов, Е. С. Либензон) | 267 |
| Сильвин (В. С. Попов) | 272 |
| Хлораргирит (М. И. Моисеева) | 275 |
| Наптокит (М. И. Моисеева) | 277 |
| Йодаргирит (И. Г. Смыслова) | 277 |
| Коннелит (Д. А. Сахор) | 278 |
| Каломель (Ю. В. Финкельштейн, Ю. М. Коршунова) | 279 |
| Эггестонит (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева) | 279 |
| Терлингваит (Ю. В. Финкельштейн, Т. С. Тимофеева) | 280 |
| Бисмоклит (Э. А. Дунин-Барковская) | 281 |
| Риннеит (Л. И. Филатова) | 282 |
| Атакамит (М. И. Моисеева) | 283 |
| Параатакамит (Д. А. Сахор) | 285 |
| Карналлит (В. С. Попов) | 286 |
| Окислы и гидрокислы (простые и сложные), ниобаты, танталаты, антимонаты | 292 |
| Простые окислы типа A_2O и AO | 292 |
| Куприт (М. И. Моисеева) | 292 |
| Тенорит (М. И. Моисеева) | 294 |
| Периклаз (М. И. Моисеева) | 295 |
| Иоцит (Т. Н. Далимов, Р. Г. Юсупов) | 295 |
| Цинкит (Э. П. Николаева) | 295 |
| Глет (З. М. Протодяконова) | 296 |
| Массикот (И. М. Голованов) | 296 |
| Окислы типа A_2O_3 | 296 |
| Авиценнит (Е. А. Конькова) | 296 |
| Корунд (М. И. Моисеева, В. П. Борискин) | 298 |
| Гематит (М. И. Моисеева) | 301 |
| Бисмит (Э. А. Дунин-Барковская) | 308 |
| Окислы типа AO_2 , A_2O_5 , AO_3 | 308 |
| Уранинит (С. К. Смирнова) | 308 |
| Кварц и его разновидности (М. И. Моисеева) | 309 |
| Тридимит (М. И. Моисеева) | 322 |
| Кристобалит (М. И. Моисеева) | 322 |
| Опал (М. И. Моисеева) | 323 |
| Пирролюзит (М. И. Моисеева) | 324 |
| Рутил (К. Урунбаев, П. Т. Азимов, С. К. Смирнова) | 327 |
| Анаказ (П. Т. Азимов, К. Урунбаев, С. К. Смирнова) | 330 |
| Брукит (П. Т. Азимов, К. Урунбаев, С. К. Смирнова) | 332 |
| Лейкоксен (С. К. Смирнова) | 333 |
| Касситерит (М. И. Исманлов) | 333 |
| Платтнерит (И. М. Голованов) | 338 |
| Теллуриит (П. Л. Гертман) | 339 |
| Молибдит (С. Т. Бадалов) | 339 |

Минералы Узбекистана, Т. 1, Т., «Фан», 1975.
(АН УзССР. Ин-т геол. и геофиз. им. Х. М. Абдуллаева).
Т. 1. [Ред. коллегия: С. Т. Бадалов (гл. ред.) и др.] 1975. 444 с. с рис.

552(C52)

**МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА,
ТОМ I**

*Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии и геофизики
им. Х. М. Абдуллаева и Отделением
«Науки о Земле» АН УзССР*

Редакторы *Р. Якубович, Л. Спектор*

Художник *В. Тай*

Художественный редактор *С. Егоров*

Технический редактор *В. Тарахович*

Корректор *Е. Ялфимова*

Печатник *Д. Ташходжаев*

Печатник цв. иллюстраций *П. Горшкова*

Р05217. Сдано в набор 3/1-75 г. Подписано к печати 28/I-75 г.

Формат $70 \times 90 \frac{1}{16}$. Бумага тип. № 1.

Бум. л. 11,25. Печ. л. 26,34. Уч.-изд. л. 22,0 (4 цв. вкл. + 1 вкл.) Изд. № 768.

Тираж 1500. Цена 2 р. 62 к. Заказ 7.

Типография издательства «Фан» УзССР

г. Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Адрес издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

| Номер обр. | Месторождение | Рудная формация | Zn | Fe | Mn | Cu | Cd | Pb | In | Ga | Tl | S | Se |
|-----------------------------|----------------------------------|---|-------|-------|------|------|-------|------|--------|--------|--------|--------|------|
| К у р а м н и н с к и й х р | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Чокадамбулак | Скарново-магнетитовая | 56,20 | 7,36 | Сл. | Сл. | 0,48 | — | — | — | — | 32,90 | — |
| 2 | То же | То же | 50,57 | 10,35 | 1,60 | Сл. | 0,07 | — | — | — | — | 32,72 | — |
| 3 | Туранглы | " | — | 8,55 | 1,46 | 0,23 | 0,41 | — | — | — | — | — | — |
| 4 | То же | " | — | 5,31 | 0,49 | 0,22 | 0,41 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 2632 | " | " | — | 0,98 | 0,18 | — | 0,68 | — | 0,0000 | 0,0000 | — | — | — |
| 2645 | Орлиная горка | " | — | 11,52 | 0,31 | — | 0,55 | — | 0,0052 | 0,0000 | — | — | — |
| 201/112 | Кургашинокан | Магнезильно-скарново-полиметаллическая | 63,99 | 2,34 | 0,90 | 0,00 | 0,33 | 0,00 | Сл. | — | 0,0000 | 32,358 | 0,00 |
| 74/134 | То же | То же | 61,80 | 2,01 | 0,17 | 1,80 | 0,23 | — | 0,0019 | — | 0,0000 | 34,00 | 0,00 |
| 74/140 | " | " | 63,13 | 3,50 | 0,25 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,0015 | — | 0,0000 | 32,40 | Сл. |
| 74/140 | " | " | 64,13 | 2,36 | 0,00 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | — | — | — | 32,73 | — |
| 344/55 | " | " | 61,56 | 2,10 | 0,22 | 0,60 | 0,327 | 0,00 | 0,0094 | — | 0,0000 | 31,40 | 0,00 |
| 200/112 | " | " | 65,00 | 1,47 | 0,00 | 0,00 | — | 0,00 | 0,0009 | — | 0,0000 | 32,00 | — |
| 65/187 | " | " | 64,12 | 1,80 | 0,43 | 0,25 | 0,241 | 0,00 | 0,0135 | — | 0,0000 | 32,00 | 0,00 |
| 34/158 | " | " | 56,30 | 5,58 | 1,54 | 1,80 | 0,15 | — | 0,0020 | — | 0,0000 | 34,46 | 0,00 |
| 756 | " | " | 64,92 | 0,88 | 0,76 | — | 0,20 | — | — | — | — | 33,00 | — |
| 122 | " | " | 65,00 | 1,28 | 0,14 | 0,50 | — | 1,27 | — | — | — | 32,13 | — |
| 281 | " | " | 63,12 | 1,49 | 0,20 | 0,37 | 0,27 | 3,11 | — | — | — | 32,01 | — |
| 762 | " | " | 53,30 | 10,49 | 1,60 | 2,32 | — | — | — | — | — | 33,10 | — |
| 194 | " | " | 64,40 | 1,90 | 0,70 | 0,12 | 0,24 | 0,30 | — | — | — | 33,06 | — |
| 563 | " | " | 59,32 | 5,79 | 0,95 | 0,62 | — | 0,77 | — | — | — | 33,06 | — |
| 545 | " | " | 62,42 | 1,78 | 0,35 | 0,25 | — | 3,16 | — | — | — | 32,38 | — |
| 452 | " | " | 63,40 | 1,30 | 0,19 | 0,75 | — | 2,20 | — | — | — | 32,37 | — |
| 223 | " | " | 65,18 | 1,03 | 0,18 | 0,55 | 0,28 | 0,04 | — | — | — | 33,01 | — |
| 90 | " | " | 66,20 | 0,68 | 0,12 | 0,25 | 0,26 | 0,10 | — | — | — | 32,86 | — |
| 476 н | Накпай | " | 62,89 | 3,04 | — | 0,80 | 0,28 | 0,03 | — | — | — | 33,06 | — |
| 5 | Курсай I | Скарново-галенит-сфалеритовая | — | 4,47 | 0,00 | 1,38 | 0,8 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 6 | То же | То же | — | 2,67 | 0,28 | 3,15 | 0,65 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 7 | То же | " | — | 3,42 | 0,70 | 3,46 | 0,81 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 10 | " | " | — | 1,30 | 0,17 | 0,60 | 0,68 | — | — | — | 0,0000 | — | 0,00 |
| 8 | Курсай II | " | — | 6,24 | 0,41 | 2,97 | 0,80 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 9 | Тутлы | " | — | 6,23 | 0,00 | 0,04 | 0,75 | — | — | — | — | — | 0,00 |
| 754 | Шевчукское | " | 51,00 | 6,76 | 0,40 | 2,34 | 0,92 | 3,07 | — | — | — | 33,76 | — |
| 593 | То же | " | 59,13 | 2,82 | 0,40 | 1,34 | 0,85 | 1,87 | — | — | — | 32,61 | — |
| 1010 | " | " | 51,59 | 2,98 | 0,31 | 0,78 | 0,92 | 9,85 | — | — | — | 30,70 | — |
| 794 | " | " | 61,00 | 3,92 | 0,24 | 0,00 | 1,30 | — | — | — | — | 33,62 | — |
| 1379-а | Центр. Кансай | " | 61,00 | 5,00 | 0,24 | 0,42 | 0,62 | — | — | — | — | 33,23 | — |
| 1379-б | То же | " | 65,00 | 1,48 | 0,22 | 1,20 | 0,68 | — | 0,0033 | — | Сл. | 31,96 | — |
| 11 | " | " | 62,60 | 1,54 | 0,73 | — | 1,54 | — | — | — | — | 33,00 | — |
| 12 | " | " | 62,30 | 1,98 | 0,60 | 0,42 | — | 0,53 | — | — | — | 33,55 | — |
| 13 | Южная Дарбаза | " | 60,88 | 3,30 | 1,23 | 0,35 | — | 1,16 | — | — | — | 32,45 | — |
| 316 | Алтынтопкан, Главная рудная зона | " | 60,67 | 3,40 | — | 2,40 | 0,80 | — | — | — | — | 33,36 | — |
| 468 | То же | " | 65,67 | 1,12 | — | 0,00 | 1,22 | — | — | — | — | 33,64 | — |
| 3309 | " | " | 64,30 | 1,50 | 0,50 | 0,28 | 1,06 | 0,00 | — | — | — | 32,92 | — |
| 100 | Чалата | " | 65,50 | 0,99 | 0,22 | 0,00 | — | 0,30 | — | — | — | 32,23 | — |
| 101 | То же | " | 66,04 | 0,35 | 0,06 | 0,57 | 0,72 | 0,08 | — | — | — | 32,23 | — |
| 14 | Кальмакыр | Кварц-серцит-медно-молибденово-золотая (прожилково-вкрапленная) | 60,00 | 1,11 | — | 0,28 | 0,30 | 0,48 | — | — | — | 31,87 | — |
| 15 | То же | То же | 62,01 | — | — | 0,58 | — | 2,65 | — | 0,0003 | — | 32,59 | 0,00 |
| 16 | Восточный Гайнаккан | Кварц-мусковит-кальцит-галенит-сфалерит-арсенопиритовая (жилы) | 60,80 | 3,30 | 1,23 | 0,35 | 0,28 | 1,16 | — | — | — | 32,45 | — |
| 3991 | Западная Каптархана | То же | 61,02 | 4,11 | 0,05 | 0,00 | 0,74 | 0,00 | — | — | — | 33,31 | — |
| 24 | Наугарзансай | Кварц-хлорит-касситерит-сульфидная (прожилково-вкрапленные зоны) | 60,24 | 3,22 | 0,15 | 2,00 | 0,61 | — | 0,0620 | 0,0002 | 0,0001 | 32,86 | 0,0 |
| 66 | То же | То же | 59,20 | 2,57 | 0,12 | 1,60 | 0,34 | — | 0,0380 | 0,0025 | 0,0000 | 32,46 | 0,00 |
| 84 | " | " | 62,48 | 1,61 | 0,13 | 1,60 | 0,29 | — | 0,0440 | — | 0,0001 | 33,00 | 0,0 |
| 101 | " | " | 61,80 | 2,52 | 0,11 | 1,40 | 0,52 | — | 0,0620 | — | 0,0002 | 33,32 | 0,0 |
| 157 | Лашкерек | Кварц-карбонат-барит-флюорит-серебро-сфалерит-галенитовая (зоны прожилково-вкрапленных руд в эффузивах и конгломератах) | 64,40 | 0,98 | Сл. | 1,60 | 0,69 | — | 0,0000 | — | — | 32,70 | — |
| 224 | То же | То же | 64,50 | 0,57 | 0,08 | 1,72 | 0,42 | — | — | — | — | 32,50 | — |
| 205 | " | " | 65,00 | 1,54 | 0,01 | Сл. | 0,25 | — | 0,0500 | — | — | 33,03 | — |
| 17 | " | " | 62,58 | 2,26 | Сл. | 0,44 | 0,33 | 0,91 | — | — | — | 32,56 | — |
| 300 | " | " | 65,20 | 0,88 | Сл. | Сл. | 0,56 | — | 0,0200 | — | — | 33,08 | — |
| 2464-а | " | " | 65,00 | 1,30 | Сл. | 1,10 | 0,42 | — | 0,0400 | — | — | 33,02 | — |
| 58 | Чукурджилга | " | 65,80 | 1,75 | 0,10 | 0,00 | 0,37 | 1,74 | 0,0013 | 0,0004 | — | 30,16 | — |
| 73 | То же | " | 60,00 | 1,82 | 0,22 | 0,00 | 0,21 | 4,15 | 0,0004 | 0,0005 | — | 32,50 | 0,00 |
| 91 | " | " | 63,40 | 1,83 | 0,08 | 0,00 | 0,26 | 0,52 | — | 0,0004 | — | 33,40 | 0,00 |
| 602 | Замрабак | " | 63,31 | 1,62 | 0,01 | 0,72 | 0,61 | 1,12 | — | — | — | 32,63 | 0,00 |

сфалерита, вес. %

| S | Se | Te | Au | Ag | Нераств. остаток | Сумма | Лаборатория | Аналитик | Автор |
|-----------------------|--------|--------|--------|--------|------------------|----------|-----------------------------|-----------------------------------|---|
| н с к и й х р е б е т | | | | | | | | | |
| 32,90 | — | — | — | — | 3,04 | 99,98 | Геологич. Управл. Тадж. ССР | | Багрова, 1966 |
| 32,72 | — | — | — | — | 3,86 | 99,17 | То же | | |
| — | — | — | — | — | — | — | Институт геологии Тадж. ССР | В. И. Тихомирова, Н. И. Талалуева | Сазонов, 1961 |
| — | 0,0015 | 0,0000 | — | — | — | — | То же | | |
| — | — | — | — | — | — | — | САИГИМС | | Малахов, 1964, 1966 |
| 32,358 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0004 | 0,0012 | 0,12 | 100,2616 | То же Узглавгеология | Т. Т. Мухова | Малахов, 1966 Моисеева, 1969 |
| 34,00 | 0,0010 | 0,0000 | 0,0004 | 0,0020 | 0,28 | 100,2953 | То же | | |
| 32,40 | Сл. | 0,0000 | — | — | 1,20 | 100,6717 | | | |
| 32,73 | — | 0,0000 | — | — | 0,30 | 99,64 | " | | |
| 31,40 | 0,0000 | 0,0000 | Сл. | 0,0036 | 4,56 | 100,78 | " | | |
| 32,00 | — | 0,0000 | — | — | 1,80 | 100,2709 | " | | |
| 32,00 | 0,0003 | 0,0008 | — | — | 1,04 | 99,8956 | " | | |
| 34,46 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0012 | 0,20 | 100,0332 | " | | |
| 33,00 | — | — | — | — | — | 99,76 | ИГИГ АН УзССР | Е. Ф. Касьянова | Моисеева, 1951 |
| 32,13 | — | — | — | — | — | 100,32 | То же | | Бадалов, 1965 |
| 32,01 | — | — | — | — | — | 100,56 | " | | |
| 33,10 | — | — | — | — | — | 100,21 | " | | |
| 33,06 | — | — | — | — | 0,12 | 100,74 | " | | |
| 33,06 | — | — | — | — | — | 100,34 | " | | |
| 32,38 | — | — | — | — | — | 100,21 | " | | |
| 32,37 | — | — | — | — | — | 100,27 | " | | |
| 33,01 | — | — | — | — | — | 100,47 | " | | |
| 32,86 | — | — | — | — | — | 100,01 | " | | |
| 33,06 | — | — | — | — | — | — | ИГ АН Тадж. ССР | В. И. Тихомирова, Н. И. Талалуева | Исмаилов, 1958 Сазонов, 1962 |
| — | 0,0008 | 0,0030 | — | — | — | — | То же | | |
| — | 0,0013 | 0,0000 | — | — | — | — | " | | |
| — | 0,0005 | 0,0000 | — | — | — | — | " | | |
| — | 0,0000 | 0,0005 | — | — | — | — | " | | |
| — | 0,0024 | 0,0000 | — | — | — | — | " | | |
| 3,76 | — | — | — | — | 1,90 | 100,15 | Средазцветметразведка | Л. Л. Галкина | М. И. Моисеева (по З. М. Протождяконовой) |
| 2,61 | — | — | — | — | 1,20 | 100,22 | То же | | |
| 0,70 | — | — | — | — | 2,45 | 99,58 | " | | |
| 3,62 | — | — | — | — | 0,00 | 100,08 | " | | |
| 3,23 | — | — | — | — | — | 100,51 | ИГИГ АН УзССР | Е. Ф. Касьянова | Попов, 1960 |
| 1,96 | — | 0,0010 | 0,0000 | 0,0040 | — | 100,5483 | То же | В. В. Прасолова | Попов, 1958 |
| 3,00 | — | — | — | — | — | 99,31 | " | Е. Ф. Касьянова | Арапов, 1936 |
| 3,55 | — | — | — | — | 0,56 | 99,94 | ЦНИГРИ | В. М. Ковязина | |
| 2,45 | — | — | — | — | — | 99,37 | То же | | |
| 3,36 | — | — | — | — | — | 100,63 | ИГИГ АН УзССР | Е. Ф. Касьянова | М. И. Моисеева, (по В. К. Мельниченко) |
| 3,64 | — | — | — | 0,0014 | — | 101,6514 | То же | | |
| 2,92 | — | — | — | — | — | 100,56 | " | | |
| 2,23 | — | — | — | — | — | 99,24 | " | | |
| 2,23 | — | — | — | — | — | 100,05 | " | | Мацокина, 1953 |
| 1,87 | — | — | — | — | 5,28 | 99,32 | Узглавгеология | | Бадалов, 1965 (по Т. З. Закирову) |
| 2,59 | 0,0007 | 0,0006 | — | — | — | 97,8316 | ИМГРЭ | Н. Курбанова | Рузматов, 1961 |
| 2,45 | — | — | — | — | — | 99,57 | То же | | Вольфсон, 1936, 1952 |
| 3,31 | — | — | 0,0000 | 0,0512 | 0,81 | 100,0912 | Средазцветметразведка | Л. Л. Галкина | Моисеева, 1969 |
| 2,86 | 0,0168 | 0,0010 | 0,0000 | 0,0136 | 0,44 | 100,017 | — | | |
| 2,46 | 0,0055 | 0,0000 | Сл. | 0,0060 | 3,96 | 100,2995 | " | | |
| 3,00 | 0,0151 | 0,0010 | 0,0000 | 0,0160 | 0,81 | 99,9942 | " | | |
| 3,32 | 0,0167 | 0,0001 | 0,0000 | 0,0076 | 0,82 | 100,5766 | ИГИГ АН УзССР | В. В. Прасолова | Дунин-Барковский, 1959 |
| 2,70 | — | — | — | — | — | 100,37 | То же | | |
| 2,50 | — | — | — | — | — | 99,79 | " | | |
| 3,03 | — | — | — | — | 0,78 | 99,86 | ИГЕМ | Ю. С. Нестерова | Нестерова, 1961 |
| 2,56 | — | — | — | — | — | — | " | | |
| 3,08 | — | — | — | — | — | 99,08 | ИГИГ АН УзССР | В. В. Прасолова | Дунин-Барковский, 1959 |
| 3,02 | — | — | — | — | — | 100,88 | То же | | |
| 0,16 | — | — | — | — | 0,20 | 100,1217 | " | | |
| 2,50 | 0,0010 | 0,0010 | — | — | 0,72 | 99,6219 | " | | Моисеева, 1969 |
| 3,40 | 0,0010 | — | — | — | 0,48 | 99,9714 | " | | |

| | | | | | | | | | | | | | |
|--------|-----------------|---|-------|------|-------|-------|------|------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 101 | " | " | 62,48 | 1,61 | 0,13 | 1,60 | 0,29 | — | 0,0440 | 0,0025 | 0,0000 | 32,46 | 0,0055 |
| | " | " | 61,80 | 2,52 | 0,11 | 1,40 | 0,52 | — | 0,0620 | — | 0,0001 | 33,00 | 0,0151 |
| 157 | Лашкерек | Кварц-карбонат-барит-флюорит-серебро-сфалерит-галенитовая (зоны прожилково-вкрапленных руд в эффузивах и конгломератах) | 64,40 | 0,98 | Сл. | 1,60 | 0,69 | — | 0,0000 | — | — | 32,70 | — |
| 224 | То же | То же | 64,50 | 0,57 | 0,08 | 1,72 | 0,42 | — | — | — | — | 32,50 | — |
| 205 | " | " | 65,00 | 1,54 | 0,01 | Сл. | 0,25 | — | 0,0500 | — | — | 33,03 | — |
| 17 | " | " | 62,58 | 2,26 | Сл. | 0,44 | 0,33 | 0,91 | — | — | — | 32,56 | — |
| 300 | " | " | 65,20 | 0,88 | Сл. | Сл. | 0,56 | — | 0,0200 | — | — | 33,08 | — |
| 2464-а | " | " | 65,00 | 1,30 | Сл. | 1,10 | 0,42 | — | 0,0400 | — | — | 33,02 | — |
| 58 | Чукурджига | " | 65,80 | 1,75 | 0,10 | 0,00 | 0,37 | 1,74 | 0,0013 | 0,0004 | — | 30,16 | — |
| 73 | То же | " | 60,00 | 1,82 | 0,22 | 0,00 | 0,21 | 4,15 | 0,0004 | 0,0005 | — | 32,50 | 0,00 |
| 91 | " | " | 63,40 | 1,83 | 0,08 | 0,00 | 0,26 | 0,52 | — | 0,0004 | — | 33,40 | 0,00 |
| 602 | Замрабак | " | 63,31 | 1,62 | 0,21 | 0,72 | 0,61 | 1,12 | — | — | — | 32,63 | 0,00 |
| 601 | То же | " | 64,00 | 1,02 | 0,20 | 0,84 | 0,68 | 1,48 | — | — | — | 32,17 | 0,00 |
| 549 | " | " | 64,50 | 0,55 | 0,04 | 3,00 | 0,56 | 0,47 | 0,0003 | 0,0002 | 0,0002 | 30,66 | 0,00 |
| 2556 | Тары-Экан | " | — | 0,42 | 0,10 | — | 0,65 | — | 0,0010 | 0,0006 | — | — | — |
| 1820 | Караташкотан | " | — | 8,41 | 0,11 | — | 0,46 | — | 0,0010 | 0,0006 | — | — | — |
| 2750 | Учочак | " | 62,07 | 4,91 | 0,12 | 0,15 | 0,75 | 0,12 | — | — | — | 32,64 | — |
| 4143 | То же | " | 64,20 | 0,32 | 0,00 | 0,00 | 0,74 | 0,28 | — | — | — | 32,77 | — |
| 2964 | Сассыксай | " | 59,26 | 4,58 | 0,97 | 0,25 | 0,70 | — | — | — | — | 32,04 | — |
| 581 | Наугарзан | Кварц-барит-флюорит-галенитовая (жила) | 62,16 | 1,66 | 0,21 | 0,84 | 0,59 | 2,89 | — | — | — | 31,94 | 0,00 |
| 56 | То же | То же | 64,40 | 1,28 | — | 0,28 | 0,31 | 1,04 | — | — | — | 33,00 | — |
| 549 | " | " | 64,50 | 0,44 | Сл. | 0,60 | 0,22 | 1,45 | 0,0010 | 0,0082 | 0,0000 | 32,00 | — |
| 277 | " | " | 64,60 | 0,41 | Сл. | 0,80 | 0,24 | — | 0,0002 | 0,0260 | 0,0001 | 32,30 | 0,00 |
| 453 | " | " | 63,30 | 0,57 | Сл. | 2,00 | 0,68 | — | 0,0002 | 0,0360 | — | 32,40 | — |
| 454 | " | " | 59,00 | 0,41 | Сл. | 0,60 | 0,98 | — | 0,0006 | 0,0081 | — | 30,00 | — |
| 314 | " | " | 65,00 | 0,32 | Сл. | 1,20 | 0,44 | — | 0,0002 | 0,0250 | — | 32,00 | 0,00 |
| 426 | " | " | 64,30 | 0,64 | Сл. | 0,60 | 0,67 | — | 0,0000 | 0,0082 | — | 32,40 | 0,00 |
| 425 | " | " | 62,50 | 0,48 | Сл. | 1,40 | 0,59 | — | 0,0006 | 0,0050 | — | 31,80 | 0,00 |
| 575 | " | " | 62,00 | 0,41 | Сл. | 1,60 | 0,18 | — | 0,0000 | 0,0035 | — | 31,80 | 0,00 |
| 28 | " | " | 64,32 | 0,88 | 0,07 | — | 0,80 | 0,20 | — | — | — | 32,42 | — |
| 509 | " | " | 61,46 | 0,59 | 0,11 | — | 0,59 | — | — | 0,0900 | — | 31,80 | — |
| 519 | " | " | 59,82 | 0,32 | 0,05 | — | 0,84 | — | — | 0,0258 | — | 29,77 | 0,00 |
| 1922 | Кенкол | " | — | 0,46 | 0,00 | — | 0,62 | — | 0,0010 | 0,0187 | — | — | — |
| 1229 | " | " | 65,75 | 0,50 | 0,01 | 0,02 | 0,34 | 0,02 | 0,0055 | 0,0077 | 0,0000 | 32,95 | 0,00 |
| 1308 | То же | " | 66,12 | 0,34 | 0,00 | 0,04 | 0,33 | 0,04 | 0,0011 | 0,0030 | 0,0000 | 32,86 | Сл. |
| 1388 | " | " | 65,89 | 0,42 | 0,00 | 0,00 | 0,35 | 0,00 | 0,0007 | 0,0027 | 0,0000 | 33,06 | 0,00 |
| 1394 | " | " | 65,39 | 0,50 | 0,00 | 0,00 | 0,29 | — | 0,0002 | 0,0156 | 0,0000 | 32,80 | Сл. |
| 1402 | Баритовая горка | " | 65,50 | 0,29 | 0,00 | 0,02 | 0,31 | — | 0,0005 | 0,0040 | 0,0000 | 32,60 | Сл. |
| 2041 | Гудас | Барит-галенитовая | — | 1,05 | 0,00 | 2 | 0,82 | — | 0,0015 | 0,0150 | — | — | — |
| 83 | То же | Кварц-сфалерит-галенитовая (жила) | 62,37 | 1,03 | 0,00 | 1,60 | 0,24 | — | 0,0000 | 0,0006 | — | 32,20 | — |
| 92 | То же | То же | 62,96 | 1,02 | 0,06 | 0,60 | 0,17 | — | 0,0000 | — | — | 33,61 | 0,00 |
| 80 | " | " | 63,65 | 0,82 | 0,08 | 0,80 | 0,22 | — | Сл. | — | 0,0000 | 33,61 | 0,00 |
| 88 | " | " | 62,87 | 1,02 | 0,06 | 1,60 | 0,05 | — | 0,0000 | — | — | 33,50 | 0,00 |
| 65 | " | " | 61,56 | 1,47 | 0,00 | 1,40 | 0,25 | 0,00 | Сл. | — | 0,0002 | 30,20 | — |
| 127-а | " | " | 65,90 | 0,49 | 0,00 | 0,44 | 0,24 | 0,00 | — | — | — | 32,50 | — |
| 136 | " | " | 64,40 | 0,66 | 0,01 | 0,20 | 0,21 | 1,89 | — | — | — | 31,90 | — |
| 137 | " | " | 65,90 | 0,90 | 0,01 | 0,24 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 32,00 | — |
| 148 | " | " | 64,00 | 0,73 | 0,01 | 0,32 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 31,50 | — |
| 222 | " | " | 66,83 | 0,46 | 0,01 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 32,53 | — |
| 24-а | " | " | 62,00 | 0,07 | 0,00 | 3,00 | 0,28 | — | Сл. | 0,0008 | 0,0008 | 33,60 | 0,00 |
| 24 | " | " | 60,30 | 0,75 | 0,00 | 4,00 | 0,29 | — | 0,0000 | — | — | 34,00 | 0,00 |
| 16-а | " | " | 59,68 | 1,05 | 0,00 | 1,10 | 0,24 | 0,00 | Сл. | — | 0,0003 | 30,58 | 0,00 |
| 34 | " | " | 63,50 | 0,76 | Сл. | 1,40 | 0,18 | — | 0,0000 | — | 0,0000 | 32,74 | 0,00 |
| 79 | " | " | 63,29 | 1,28 | 0,18 | 0,40 | 0,25 | — | Сл. | — | — | 33,55 | 0,00 |
| 64 | " | " | 63,92 | 1,36 | 0,00 | 1,40 | 0,25 | — | Сл. | 0,0001 | 0,0001 | 32,00 | 0,00 |
| 63 | " | " | 59,68 | 1,36 | 0,00 | 2,00 | 0,05 | 0,00 | 0,0000 | — | — | 31,50 | 0,00 |
| 67 | " | " | 60,00 | 1,05 | 0,00 | 0,60 | 0,25 | 0,00 | Сл. | — | 0,0001 | 30,01 | 0,00 |
| 87 | " | " | 63,70 | 1,20 | 0,14 | 0,40 | 0,06 | 0,00 | 0,0000 | — | — | 33,39 | 0,00 |
| 35 | " | " | 64,00 | 0,59 | Сл. | 1,60 | 0,04 | — | 0,0000 | 0,0003 | 0,0000 | 33,33 | 0,00 |
| 60 | " | " | 65,20 | 0,91 | 0,00 | 0,40 | 0,12 | 0,00 | 0,0000 | 0,0002 | 0,0000 | 32,67 | 0,00 |
| 1 | Канджол | Кварц-карбонат-сфалерит-галенит-серебряная | 64,53 | 1,90 | 0,00 | 0,18 | 0,83 | — | 0,0015 | — | — | 32,99 | 0,00 |
| 2 | То же | То же | 65,19 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 0,78 | — | 0,0003 | — | — | 32,80 | — |
| 3 | " | " | 64,53 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 0,77 | — | 0,0014 | — | — | 33,03 | — |
| 4 | " | " | 66,03 | 0,40 | 0,009 | 0,04 | 0,80 | — | 0,0005 | — | — | 32,57 | — |
| 5 | " | " | 61,65 | 2,66 | Сл. | 0,063 | 1,62 | — | — | — | — | 32,78 | — |
| 6 | " | " | 60,32 | 1,68 | — | 0,13 | 0,51 | — | — | — | — | 33,25 | — |
| — | " | " | — | 0,80 | 0,05 | 0,004 | 0,20 | — | 0,0010 | 0,0003 | — | — | — |
| 1075 | Кочбулак | Кварц-сульфидно-теллуридо-золоторудная (жила) | 64,26 | 0,10 | 0,12 | — | 0,96 | 0,24 | 0,0002 | 0,0137 | 0,0548 | 31,44 | 0,00 |
| 402-Т | То же | То же | — | 0,21 | — | — | 1,46 | — | 0,0200 | 0,2350 | — | — | 0,00 |
| 1178 | " | " | 61,00 | 0,67 | 0,08 | 0,56 | 0,95 | 5,00 | 0,0038 | — | — | — | 0,00 |
| 1486 | " | " | 62,60 | 0,43 | 0,24 | — | 0,84 | — | 0,0060 | 0,0288 | — | 31,47 | 0,00 |
| 215-Т | Ангрен | Буругольное осадочное месторождение | 64,50 | — | 0,08 | 0,18 | 1,39 | 1,21 | 0,0120 | 0,0802 | — | 32,40 | 0,00 |
| — | " | " | 65,06 | 0,20 | — | — | 0,31 | 0,40 | — | 0,0010 | — | 32,21 | — |

| | | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|--------|------|----------|--------------------------------|-----------------|---------------------------------|
| 3,32 | 0,0151 | 0,0010 | 0,0000 | 0,0160 | 0,81 | 99,9942 | ИГиГ АН УзССР | В. В. Прасолова | Дунин-Барковский, 1959 |
| 2,70 | — | — | — | — | — | 100,37 | То же | | |
| 32,50 | — | — | — | — | — | 99,79 | " | | |
| 33,03 | — | — | — | — | 0,78 | 99,86 | ИГЕМ | Ю. С. Нестерова | Нестерова, 1961 |
| 32,56 | — | — | — | — | — | — | " | В. В. Прасолова | Дунин-Барковский, 1959 |
| 33,08 | — | — | — | — | — | 99,08 | ИГиГ АН УзССР | | |
| 33,02 | — | — | — | — | — | 100,88 | То же | | |
| 30,16 | — | — | — | — | 0,20 | 100,1217 | " | | Моисеева, 1969 |
| 32,50 | 0,0010 | 0,0010 | — | — | 0,72 | 99,6219 | " | | |
| 33,40 | 0,0010 | — | — | — | 0,48 | 99,9714 | " | | |
| 32,63 | 0,0000 | 0,0001 | 0,0000 | 0,0010 | — | 100,2211 | " | | Моисеева, 1969 (по Г. И. Ионис) |
| 32,17 | 0,0002 | 0,0003 | 0,0000 | 0,0076 | — | 100,3981 | " | | |
| 30,66 | 0,0005 | 0,0005 | — | — | 0,40 | 100,1817 | " | | |
| — | — | — | — | — | — | — | САИГИМС | | Малахов, 1964, 1966 |
| 32,64 | — | — | 0,0000 | 0,0276 | — | 100,7876 | То же Средазцветметразведка | Т. Т. Мухова | Моисеева, 1969 |
| 32,77 | — | — | — | — | — | 98,31 | То же | | |
| 32,04 | — | — | — | — | 1,87 | 99,67 | " | | |
| 31,94 | 0,0003 | 0,0001 | Сл. | 0,0062 | — | 100,2964 | ИГиГ АН УзССР | Т. И. Суконкина | |
| 33,00 | — | — | — | — | 0,10 | 100,41 | То же | | |
| 32,00 | — | — | — | — | 1,08 | 100,2992 | " | | |
| 32,30 | 0,0000 | 0,0000 | Сл. | 0,0044 | 2,04 | 100,4507 | " | | |
| 32,40 | — | — | 0,0000 | 0,0136 | 1,96 | 100,9598 | " | | |
| 30,00 | — | — | 0,0000 | 0,0112 | 9,12 | 100,13 | " | | |
| 32,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0100 | 1,56 | 100,5443 | " | | |
| 32,40 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0008 | 2,04 | 100,6589 | " | | |
| 31,80 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0040 | 3,88 | 100,6596 | " | | |
| 31,80 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0036 | 4,20 | 100,1971 | " | | |
| 32,42 | — | — | — | 0,0088 | 0,97 | 99,61 | ИГЕМ | Ю. С. Нестерова | Нестерова, 1961 |
| 31,80 | — | — | — | — | — | 99,64 | ИМГРЭ | — | Вершковская, 1961 |
| 29,77 | 0,0000 | — | — | 0,0088 | 9,01 | 99,8443 | ИГиГ АН УзССР | Т. И. Суконкина | Моисеева, 1969 |
| 2,95 | 0,0006 | Сл. | 0,0000 | 0,0004 | 0,56 | 100,1660 | САИГИМС | | Малахов, 1964, 1966 |
| 2,86 | Сл. | Сл. | 0,0000 | 0,0020 | 0,26 | 99,9958 | ИГиГ АН УзССР | | Моисеева, 1964, 1969 |
| 3,06 | 0,0005 | Сл. | 0,0000 | 0,0008 | 0,00 | 99,7297 | То же | | |
| 2,80 | Сл. | 0,0000 | 0,0000 | 0,0009 | 0,52 | 99,5164 | " | | |
| 2,60 | Сл. | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,00 | 99,7261 | " | | |
| — | — | — | — | — | — | — | САИГИМС | | Малахов, 1964, 1966 |
| 2,20 | — | — | Сл. | 0,0035 | 1,28 | 99,7241 | ИГиГ АН УзССР | | Моисеева, 1962, 1969 |
| 3,61 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 1,38 | 99,20 | То же | | |
| 3,61 | 0,0000 | 0,0000 | Сл. | 0,0020 | 0,60 | 99,782 | " | | |
| 3,50 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 0,44 | 99,54 | " | | |
| 0,20 | — | — | — | — | 4,74 | 99,6202 | " | | |
| 2,50 | — | — | — | — | 0,68 | 100,25 | " | | |
| 1,90 | — | — | — | — | 0,84 | 100,11 | " | | |
| 2,00 | — | — | — | — | 0,80 | 100,02 | " | | |
| 1,50 | — | — | — | — | 3,41 | 100,13 | " | | |
| 2,53 | — | — | — | — | — | 100,00 | " | | |
| 3,60 | 0,0000 | 0,0000 | — | 0,0048 | 1,15 | 100,1051 | " | | |
| 4,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0012 | 0,80 | 100,412 | " | | |
| 0,58 | 0,0004 | 0,0003 | 0,0000 | 0,0036 | 6,80 | 99,4546 | " | | |
| 2,74 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,68 | 100,2620 | " | | |
| 3,55 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 0,68 | 99,632 | " | | |
| 2,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,04 | 99,9722 | " | | |
| 11,50 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 5,16 | 99,75 | " | | |
| 10,01 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 7,30 | 99,2001 | " | | |
| 33,39 | — | — | 0,0000 | 0,0060 | 0,88 | 99,776 | " | | |
| 33,33 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0012 | 0,29 | 99,8515 | " | | |
| 32,67 | 0,0003 | 0,0008 | 0,0000 | 0,0012 | 1,24 | 100,3422 | " | | |
| 32,99 | — | — | — | 0,0270 | — | 100,49 | САИГИМС | | Турлычкин, 1967 |
| 32,80 | — | — | — | 0,0010 | — | 100,10 | То же | | |
| 33,03 | — | — | — | 0,0050 | — | 99,70 | " | | |
| 32,57 | — | — | — | — | — | 99,95 | " | | |
| 32,78 | — | — | — | 0,0000 | — | 98,77 | " | | Златогурская |
| 33,25 | — | — | — | 0,0000 | — | 97,27 | " | | |
| — | — | — | — | 0,0002 | — | — | " | | Платонов, Марфунин, 1968 |
| 31,44 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0028 | 0,0104 | — | 97,19 | САИГИМС | | Малахов, 1966 Маркова, 1964 |
| — | 0,0015 | 0,0018 | 0,0052 | 0,0040 | — | — | То же | | |
| 31,47 | 0,0000 | 0,0110 | — | — | — | — | " | | |
| 32,40 | 0,0013 | 0,0133 | 0,0036 | 0,0040 | — | — | " | | |
| 32,21 | — | — | — | — | 1,18 | 98,8388 | " | | |
| — | — | — | — | — | — | 99,3610 | ЦХЛ МГ УзССР | | Николаева, 1967 |

альские горы

| | | | | | | | | | |
|-------|---|---|---|---|------|--------|-------|--------------|------------------------|
| 31,44 | — | — | — | — | 6,71 | 99,95 | То же | Т. Т. Мухова | Дунин-Барковская, 1962 |
| 32,01 | — | — | — | — | — | — | " | | |
| 26,03 | — | — | — | — | 2,93 | 100,16 | " | | |

| | | | | | | | | | | | | |
|-------|-----------------|--|-------|------|-------------------|-------|-------------------|------|--------|--------|--------|-------|
| 277 | | | 64,50 | 0,44 | Сл. | 0,60 | 0,22 | 1,45 | 0,0010 | 0,0082 | 0,0000 | 33,00 |
| 453 | | | 64,60 | 0,41 | Сл. | 0,80 | 0,24 | — | 0,0002 | 0,0260 | 0,0001 | 32,00 |
| 454 | | | 63,30 | 0,57 | Сл. | 2,00 | 0,68 | — | 0,0002 | 0,0360 | — | 32,30 |
| 314 | | | 59,00 | 0,41 | Сл. | 0,60 | 0,98 | — | 0,0006 | 0,0081 | — | 32,40 |
| 426 | | | 65,00 | 0,32 | Сл. | 1,20 | 0,44 | — | 0,0002 | 0,0250 | — | 30,00 |
| 425 | | | 64,30 | 0,64 | Сл. | 0,60 | 0,67 | — | 0,0000 | 0,0082 | — | 32,00 |
| 575 | | | 62,50 | 0,48 | Сл. | 1,40 | 0,59 | — | 0,0006 | 0,0050 | — | 32,40 |
| 28 | | | 62,00 | 0,41 | Сл. | 1,60 | 0,18 | — | 0,0000 | 0,0035 | — | 31,80 |
| 509 | | | 64,32 | 0,88 | 0,07 | — | 0,80 | 0,20 | — | — | — | 31,80 |
| | | | 61,46 | 0,59 | 0,11 | — | 0,59 | — | — | 0,0900 | — | 32,42 |
| | | | | | | | | | | | | 31,80 |
| 519 | | | 59,82 | 0,32 | 0,05 ⁴ | — | 0,84 | — | — | 0,0258 | — | 29,77 |
| 1922 | Кенкол | | — | 0,46 | 0,00 | — | 0,62 | — | 0,0010 | 0,0187 | — | — |
| 1229 | | | 65,75 | 0,50 | 0,01 | 0,02 | 0,34 | 0,02 | 0,0055 | 0,0077 | 0,0000 | — |
| 1308 | То же | | 66,12 | 0,34 | 0,00 | 0,04 | 0,33 | 0,04 | 0,0011 | 0,0030 | 0,0000 | 32,95 |
| 1388 | | | 65,89 | 0,42 | 0,00 | 0,00 | 0,35 ⁵ | 0,00 | 0,0007 | 0,0027 | 0,0000 | 32,86 |
| 1394 | | | 65,39 | 0,50 | 0,00 | 0,00 | 0,29 ⁵ | — | 0,0002 | 0,0156 | 0,0000 | 33,06 |
| 1402 | Баритовая горка | | 65,50 | 0,29 | 0,00 | 0,02 | 0,31 | — | 0,0005 | 0,0040 | 0,0000 | 32,80 |
| 2041 | | Барит-галенитовая | — | 1,05 | 0,00 | 2 | 0,82 | — | 0,0015 | 0,0150 | — | 32,60 |
| 83 | Гудас | Кварц-сфалерит-галени- товая (жила) | 62,37 | 1,03 | 0,00 | 1,60 | 0,24 | — | 0,0000 | 0,0006 | — | 32,20 |
| | То же | То же | 62,96 | 1,02 | 0,06 | 0,60 | 0,17 | — | 0,0000 | — | — | 33,61 |
| 92 | | | 63,65 | 0,82 | 0,08 | 0,80 | 0,22 | — | Сл. | — | 0,0000 | 33,61 |
| 80 | | | 62,87 | 1,02 | 0,06 | 1,60 | 0,05 | — | 0,0000 | — | — | 33,50 |
| 88 | | | 61,56 | 1,47 | 0,00 | 1,40 | 0,25 | 0,00 | Сл. | — | 0,0002 | 30,20 |
| 65 | | | 65,90 | 0,49 | 0,00 | 0,44 | 0,24 | 0,00 | — | — | — | 32,50 |
| 127-а | | | 64,40 | 0,66 | 0,01 | 0,20 | 0,21 | 1,89 | — | — | — | 31,90 |
| 136 | | | 65,90 | 0,90 | 0,01 | 0,24 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 32,00 |
| 137 | | | 64,00 | 0,73 | 0,01 | 0,32 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 31,50 |
| 148 | | | 66,83 | 0,46 | 0,01 | 0,00 | 0,17 | 0,00 | — | — | — | 32,53 |
| 222 | | | 62,00 | 0,07 | 0,00 | 3,00 | 0,28 | — | Сл. | 0,0008 | 0,0008 | 33,60 |
| 24-а | | | 60,30 | 0,75 | 0,00 | 4,00 | 0,29 | — | 0,0000 | — | — | 34,00 |
| 24 | | | 59,68 | 1,05 | 0,00 | 1,10 | 0,24 | 0,00 | Сл. | — | 0,0003 | 30,58 |
| 16-а | | | 63,50 | 0,76 | Сл. | 1,40 | 0,18 | — | 0,0000 | — | 0,0000 | 32,74 |
| 34 | | | 63,29 | 1,28 | 0,18 | 0,40 | 0,25 | — | Сл. | — | — | 33,55 |
| 79 | | | 63,92 | 1,36 | 0,00 | 1,40 | 0,25 | — | Сл. | 0,0001 | 0,0001 | 32,00 |
| 64 | | | 59,68 | 1,36 | 0,00 | 2,00 | 0,05 | 0,00 | 0,0000 | — | — | 31,50 |
| 63 | | | 60,00 | 1,05 | 0,00 | 0,60 | 0,25 | 0,00 | Сл. | — | 0,0001 | 30,01 |
| 67 | | | 63,70 | 1,20 | 0,14 | 0,40 | 0,06 | 0,00 | 0,0000 | — | — | 33,39 |
| 87 | | | 64,00 | 0,59 | Сл. | 1,60 | 0,04 | — | 0,0000 | 0,0003 | 0,0000 | 33,33 |
| 35 | | | 65,20 | 0,91 | 0,00 | 0,40 | 0,12 | 0,00 | 0,0000 | 0,0002 | 0,0000 | 32,67 |
| 60 | | | 64,53 | 1,90 | 0,00 | 0,18 | 0,83 | — | 0,0015 | — | — | 32,99 |
| 1 | Канджол | Кварц-карбонат-сфалерит- галениит-серебряная | 65,19 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 0,78 | — | 0,0003 | — | — | 32,80 |
| 2 | То же | То же | 64,53 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 0,77 | — | 0,0014 | — | — | 33,03 |
| 3 | | | 66,03 | 0,40 | 0,00 ⁹ | 0,04 | 0,80 | — | 0,0005 | — | — | 32,57 |
| 4 | | | 61,65 | 2,66 | Сл. | 0,063 | 1,62 | — | — | — | — | 32,78 |
| 5 | | | 60,32 | 1,68 | — | 0,13 | 0,51 | — | — | — | — | 33,25 |
| 6 | | | — | 0,80 | 0,05 | 0,004 | 0,20 | — | 0,0010 | 0,0003 | — | — |
| — | | | — | 1,82 | — | — | 2,24 | — | 0,0020 | 0,0137 | — | — |
| 1075 | Кочбулак | Кварц-сульфидно-теллури- до-золоторудная (жилы) | 64,26 | 0,10 | 0,12 | — | 0,96 | 0,24 | 0,0002 | 0,0548 | — | 31,44 |
| 402-Т | То же | То же | — | 0,21 | — | — | 1,46 | — | 0,0200 | 0,2350 | — | — |
| 1178 | | | 61,00 | 0,67 | 0,08 | 0,56 | 0,95 | 5,00 | 0,0038 | — | — | — |
| 1486 | | | 62,60 | 0,43 | 0,24 | — | 0,84 | — | 0,0060 | 0,0288 | — | 31,47 |
| 215-Т | Ангрен | Буругольное осадочное месторождение | 64,50 | — | 0,08 | 0,18 | 1,39 | 1,21 | 0,0120 | 0,0802 | — | 32,40 |
| | | | 65,06 | 0,20 | — | — | 0,31 | 0,40 | — | 0,0010 | — | 32,21 |

Ч а т к а л ь с к и е

| | | | | | | | | | | | | |
|-----|-----------|--|-------|------|------|------|------|------|---|---|---|-------|
| 755 | Лачинхана | Кварц-барит-сфалерит- галениит-марказитовая | 58,00 | 3,37 | 0,00 | 0,15 | 0,31 | — | — | — | — | 31,41 |
| 764 | То же | То же | 64,47 | 0,23 | 0,00 | 0,15 | 0,37 | — | — | — | — | 32,01 |
| 365 | Дудесай | Кварц-барит-флюорит- сфалерит-галениитовая | 50,25 | 1,18 | 0,10 | 0,41 | 0,18 | — | — | — | — | 26,03 |
| 9 | Аурахмат | Кварц-флюорит-галени- итовая | 63,45 | 0,08 | 0,10 | 0,04 | 0,41 | 0,46 | — | — | — | 32,03 |

З а п а д н ы й У з б е

| | | | | | | | | | | | | |
|------|-----------|--|-------|-------|------|------|------|------|--------|--------|---|-------|
| 1 | Лянгар | Скарново-шеелитовая | 54,22 | 10,57 | 0,54 | — | 1,55 | — | 0,0100 | 0,0005 | — | 33,11 |
| | Кызкурган | Скарново-(касситерит)- галениит-сфалеритовая | 62,00 | 5,19 | 0,17 | 0,27 | 0,84 | 0,10 | — | — | — | 31,56 |
| 1078 | Учкулач | Карбонат-сфалерит-галени- итовая (стратиформного типа) | 63,35 | 1,08 | 0,00 | 0,01 | 0,36 | 0,35 | — | 0,0070 | — | 33,06 |
| 1678 | То же | То же | 56,08 | 0,29 | 0,03 | 0,04 | 0,13 | 0,20 | — | 0,0003 | — | 29,49 |
| 1754 | | | 65,65 | 0,90 | 0,01 | 0,00 | 0,11 | 0,27 | — | 0,0225 | — | 31,14 |

Ю ж н ы й У з б е

| | | | | | | | | | | | | |
|------|---------------|-----------------------------------|-------|------|-------|------|------|-------|---|---|---|-------|
| 2241 | Чакчар | Колчеданно-полиметалли- ческая | 54,00 | 8,09 | 0,18 | 0,96 | 0,30 | 2,67 | — | — | — | 31,57 |
| 2208 | То же | То же | 50,44 | 6,70 | 0,07 | 5,48 | 0,30 | 0,10 | — | — | — | 31,49 |
| 2453 | Южный Карасан | | 44,68 | 6,08 | 0,10 | 2,48 | 0,32 | 13,03 | — | — | — | 29,58 |
| 5203 | То же | | 56,52 | 2,94 | 0,18 | 0,67 | 0,28 | 3,18 | — | — | — | 31,47 |
| 2385 | | | 57,45 | 2,95 | 0,07 | 2,87 | 0,32 | — | — | — | — | 31,63 |
| 5019 | Харкуш | | 56,52 | 2,94 | 0,02 | 0,67 | 0,24 | 3,18 | — | — | — | 31,47 |
| 2572 | То же | | 42,18 | 3,57 | 0,06 | 3,08 | 0,30 | 19,82 | — | — | — | 27,78 |
| 2599 | | | 56,54 | 2,84 | 0,001 | 1,36 | 0,40 | 3,92 | — | — | — | 30,39 |
| 44 | Хандиза | | 53,25 | 2,52 | 0,25 | 0,62 | 0,25 | 6,48 | — | — | — | 28,61 |
| 42 | То же | | 65,47 | 0,13 | Сл. | 0,02 | 0,40 | 0,08 | — | — | — | 31,38 |

| | | | | | | | | | |
|-------|--------|--------|--------|--------|------|----------|---------------|-----------------|--------------------------|
| 12,00 | — | — | — | — | 1,08 | 100,2992 | То же | — | — |
| 12,30 | 0,0000 | 0,0000 | Сл. | 0,0044 | 2,04 | 100,4507 | — | — | — |
| 12,40 | — | — | 0,0000 | 0,0136 | 1,96 | 100,9598 | — | — | — |
| 10,00 | — | — | 0,0000 | 0,0112 | 9,12 | 100,13 | — | — | — |
| 12,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0100 | 1,56 | 100,5443 | — | — | — |
| 12,40 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0008 | 2,04 | 100,6589 | — | — | — |
| 11,80 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0040 | 3,88 | 100,6596 | — | — | — |
| 11,80 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0036 | 4,20 | 100,1971 | — | — | — |
| 12,42 | — | — | — | 0,0088 | 0,97 | 99,61 | ИГЕМ | Ю. С. Нестерова | Нестерова, 1961 |
| 11,80 | — | — | — | — | — | 99,64 | ИМГРЭ | — | Вершковская, 1961 |
| 9,77 | 0,0000 | — | — | 0,0088 | 9,01 | 99,8443 | ИГиГ АН УзССР | Т. И. Суконкина | Моисеева, 1969 |
| — | — | — | — | — | — | — | САИГИМС | — | Малахов, 1964, 1966 |
| 2,95 | 0,0006 | Сл. | 0,0000 | 0,0004 | 0,56 | 100,1660 | ИГиГ АН УзССР | — | Моисеева, 1964, 1969 |
| 2,86 | Сл. | Сл. | 0,0000 | 0,0020 | 0,26 | 99,9958 | То же | — | — |
| 3,06 | 0,0005 | Сл. | 0,0000 | 0,0008 | 0,00 | 99,7297 | — | — | — |
| 2,80 | Сл. | 0,0000 | 0,0000 | 0,0009 | 0,52 | 99,5164 | — | — | — |
| 2,60 | Сл. | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,00 | 99,7261 | — | — | Малахов, 1964, 1966 |
| — | — | — | — | — | — | — | САИГИМС | — | Моисеева, 1962, 1969 |
| 2,20 | — | — | Сл. | 0,0035 | 1,28 | 99,7241 | ИГиГ АН УзССР | — | — |
| 3,61 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 1,38 | 99,20 | То же | — | — |
| 3,61 | 0,0000 | 0,0000 | Сл. | 0,0020 | 0,60 | 99,782 | — | — | — |
| 3,50 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 0,44 | 99,54 | — | — | — |
| 10,20 | — | — | — | — | 4,74 | 99,6202 | — | — | — |
| 12,50 | — | — | — | — | 0,68 | 100,25 | — | — | — |
| 11,90 | — | — | — | — | 0,84 | 100,11 | — | — | — |
| 12,00 | — | — | — | — | 0,80 | 100,02 | — | — | — |
| 11,50 | — | — | — | — | 3,41 | 100,13 | — | — | — |
| 32,53 | — | — | — | — | — | 100,00 | — | — | — |
| 33,60 | 0,0000 | 0,0000 | — | 0,0048 | 1,15 | 100,1051 | — | — | — |
| 34,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0012 | 0,80 | 100,412 | — | — | — |
| 30,58 | 0,0004 | 0,0003 | 0,0000 | 0,0036 | 6,80 | 99,4546 | — | — | — |
| 32,74 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,68 | 100,2620 | — | — | — |
| 33,55 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 0,68 | 99,632 | — | — | — |
| 32,00 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0020 | 1,04 | 99,9722 | — | — | — |
| 31,50 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 5,16 | 99,75 | — | — | — |
| 30,01 | 0,0000 | 0,0000 | — | — | 7,30 | 99,2001 | — | — | — |
| 33,39 | — | — | 0,0000 | 0,0060 | 0,88 | 99,776 | — | — | — |
| 33,33 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0012 | 0,29 | 99,8515 | — | — | — |
| 32,67 | 0,0003 | 0,0008 | 0,0000 | 0,0012 | 1,24 | 100,3422 | — | — | — |
| 32,99 | — | — | — | 0,0270 | — | 100,49 | САИГИМС | — | Турлычкин, 1967 |
| 32,80 | — | — | — | 0,0010 | — | 100,10 | То же | — | — |
| 33,03 | — | — | — | 0,0050 | — | 99,70 | — | — | — |
| 32,57 | — | — | — | — | — | 99,95 | — | — | — |
| 32,78 | — | — | — | 0,0000 | — | 98,77 | — | — | Златогурская |
| 33,25 | — | — | — | 0,0000 | — | 97,27 | — | — | Платонов, Марфунин, 1968 |
| — | — | — | — | 0,0002 | — | — | — | — | Малахов, 1966 |
| 31,44 | 0,0000 | 0,0000 | 0,0028 | 0,0104 | — | 97,19 | САИГИМС | — | Маркова, 1964 |
| — | 0,0015 | 0,0018 | 0,0052 | 0,0040 | — | — | То же | — | — |
| 31,47 | 0,0000 | 0,0110 | — | — | — | — | — | — | — |
| 32,40 | 0,0013 | 0,0133 | 0,0036 | 0,0040 | — | 98,8388 | — | — | — |
| 32,21 | — | — | — | — | 1,18 | 99,3610 | ЦХЛ МГ УзССР | — | Николаева, 1967 |

льские горы

| | | | | | | | | | |
|-------|---|---|--------|--------|-------|---------|-------|--------------|------------------------|
| 31,41 | — | — | — | — | 6,71 | 99,95 | То же | Т. Т. Мухова | Дунин-Барковская, 1962 |
| 32,01 | — | — | — | — | 2,93 | 100,16 | — | — | — |
| 26,03 | — | — | 0,0005 | 0,0059 | 21,66 | 99,8159 | — | — | — |
| 32,03 | — | — | — | — | 4,75 | 101,32 | — | — | — |

ый Узбекистан

| | | | | | | | | | |
|-------|---|---|--------|--------|-------|----------|--------------|--------------------|-----------------------------|
| 33,11 | — | — | — | — | — | 99,9685 | ИГН АН СССР | Т. А. Бурова | Мясников, 1951 |
| 31,56 | — | — | — | — | — | 100,1263 | ЦХЛ МГ УзССР | Е. Ф. Касьянова | Мацокина, 1953 |
| 33,06 | — | — | 0,0000 | 0,0008 | 1,21 | 100,4275 | То же | Е. П. Стрельникова | Чеботарев, Чеботарева, 1959 |
| 29,49 | — | — | — | — | 13,61 | 99,8694 | — | — | — |
| 31,14 | — | — | — | — | 2,07 | 100,1773 | — | — | — |

й Узбекистан

| | | | | | | | | | |
|-------|---|---|---|---|------|--------|---|---|-----------------------------|
| 31,57 | — | — | — | — | 1,68 | 99,45 | — | — | Панкратьев, Михайлова, 1971 |
| 31,49 | — | — | — | — | 3,84 | 98,42 | — | — | — |
| 29,58 | — | — | — | — | 2,70 | 98,97 | — | — | — |
| 31,47 | — | — | — | — | 3,44 | 98,68 | — | — | — |
| 31,63 | — | — | — | — | 2,30 | 97,59 | — | — | — |
| 31,47 | — | — | — | — | 5,47 | 100,51 | — | — | — |
| 27,78 | — | — | — | — | 0,86 | 97,65 | — | — | — |
| 30,39 | — | — | — | — | 3,89 | 99,341 | — | — | — |
| 28,61 | — | — | — | — | 2,30 | 94,28 | — | — | — |
| 31,38 | — | — | — | — | 0,66 | 98,14 | — | — | — |