

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

ВЫПУСК 1

СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 1)

Е. А. Р'ДКЕВИЧ

**ЛЯКАНСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ЮЖНОЙ ФЕРГАНЕ
И ЕГО ГЕНЕЗИС**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Е. А. РАДКЕВИЧ

**ЛЯКАНСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
В ЮЖНОЙ ФЕРГАНЕ И ЕГО ГЕНЕЗИС**

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

Ляканское полиметаллическое месторождение с его своеобразным комплексом сложных сульфоантимонитов свинца и меди находится в Южной Фергане, на северном склоне восточной части Туркестанского хребта, в междуречье Соха и Исфары, на территории Исфаринского района Таджикской Советской Социалистической Республики.

Своеобразие месторождения заключается в том, что, приближаясь, с одной стороны, к нормальным полиметаллическим жилам района, с другой стороны, оно имеет много общих черт и с низкотемпературными ртутно-урьмьяными месторождениями Хайдаркана, расположенными в 40 км к юго-востоку. В 1931 году в районе Лякана производились поиски и разведки партией инженера В. П. Грунвальда, в составе которой автор участвовал в качестве геолога. Настоящая работа содержит результаты обработки материалов 1931 года.

Целью настоящей работы является определить место Ляканских жил в ряде других месторождений района, а также попытаться подойти к вопросу о причинах обособления в самостоятельное месторождение этого сравнительно редкого минералогического комплекса. Соответственно этому, описанию Лякана предпосылается краткая сводка данных по геологии и металлогении Южной Ферганы, на фоне которой более понятным станет Ляканское месторождение, его общность и генетическая связь с другими месторождениями района, а вместе с тем и специфические его особенности.

Геология Южной Ферганы

Геология Южной Ферганы освещена работами В. Н. Вебера (4), Д. В. Наливкина (17), Калицкого (9) и др.

Район Южной Ферганы включает в себя северные склоны Алайского и Туркестанского хребтов, которые ограничивают с юга Ферганскую долину.

Алайский хребет и его продолжение — Туркестанский и Зеравшанский хребты — образуют в совокупности южную дугу Тяньшанской системы, обращенную выпуклостью к югу. Эта цепь представляет собой антиклинальное поднятие, в ядре которого обнажаются палеозойские породы, а по периферии тянутся выходы мезо- и кайнозоя.

В пределах палеозоя наблюдается чередование свит разновозрастного состава, вытянутых параллельно оси хребта и иногда пересекающих ее под небольшим углом. Распределение и чередование этих свит определяется складчатостью второго порядка.

Климат в юрское время был в Южной Фергане теплый и влажный, о чем свидетельствуют многочисленные растительные остатки и пласты каменного угля, являющиеся базой каменноугольной промышленности Средней Азии.

На юре с небольшим угловым несогласием залегают нижнемеловые красноцветные толщи. Это несогласие мела и юры говорит об отчетливом проявлении в Южной Фергане киммерийской складчатости. Киммерийская складчатость и связанный с ней перерыв отложений совпали с переменной климатических условий. Влажный климат юрского периода сменяется сухим и жарким климатом нижнемеловой пустыни, в которой отлагались грубообломочные красноцветные гипсоносные свиты конгломератов и грубозернистых песчаников.

Новая трансгрессия наступает в период сеномана. В сеноне происходили местные поднятия и в лагунах на поднимавшейся местами суше отлагались гипс и каменная соль, но новое погружение, связанное с эпейрогеническими колебаниями, установило повсеместно морской режим, который продолжался до верхнего олигоцена.

На границе меловых и третичных отложений залегает своеобразная фашия весьма распространенного в Средней Азии известняка с *Griphea Esterhasy*, так называемого «ферганского яруса».

Неогеновые отложения несогласно залегают на палеогене и часто неотличимы от покрывающих их четвертичных конгломератов.

Таким образом, в пределах Южной Ферганы намечаются следующие складчатости:

1) К а л е д о н с к а я. Достоверно не установлена, вероятно она замаскирована позднейшими горообразовательными движениями.

2) В а р и с ц и й с к а я. Первые фазы ее предполагаются на границе девона и нижнего карбона. Намечается местами несогласие между средним и верхним карбоном; в период верхнего карбона преобладают эпейрогенические колебательные движения, в результате которых поднимается верхнепалеозойский континент.

На границе палеозоя и мезозоя происходит формирование палеозойских хребтов, которое сопровождается разрывами, интрузиями гранитоидных пород и образованием связанных с ними многочисленных рудных месторождений. Некоторые авторы считают возраст этой фазы уже древнекиммерийским (см. ниже). Отчетливые проявления киммерийской складчатости отмечаются несогласием юры и мела.

Альпийская складчатость, которая закончила формирование современных хребтов и определила морфологию современного рельефа, в первых своих фазах проявилась между палеогеном и неогеном.

Вследствие слабой расчлененности верхнетретичных и четвертичных конгломератовых отложений, нет достаточной ясности в представлении о юных фазах альпийской складчатости и времени их проявления. Вебер насчитывает три цикла четвертичных поднятий. Горообразовательные движения проявляются в Южной Фергане и теперь, на что указывают многочисленные современные землетрясения.

Альпийские горообразовательные движения вызвали поднятие Алае-Туркестанской цепи и определили морфологию современного рельефа.

Основное простирание мезо-кайнозойских пород и палеозойских свит, слагающих хребет, — около 80°. Направления альпийской и варисцйской складчатости не вполне совпадают, о чем говорит наблюдающееся различие в простирании разрывов, которые образовывались под некоторым углом, до 30° (4, стр. 220).

1. Стратиграфия

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными отложениями Южной Ферганы являются отдельные выходы кембрия, обнаруженные около урочища Шодымир к западу от Исфары, а также к северо-западу от перевала Обурдон на водоразделе Туркестанского хребта. Соотношения кембрия с более молодыми породами не установлены. Нижний силур не обнаружен, в то время как верхнесилурийские отложения распространены на значительной площади, преимущественно по осевой части хребта.

И. К. Никитин предполагает существование в Алай-Туркестанской цепи крупной антиклинальной складки, в ядре которой обнажены нижние горизонты верхнего силура (18, стр. 10). Они представлены толщей кремнистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников и известняков. Местами верхнесилурийские известняки имеют значительную мощность. На границе силура и девона не отмечено стратиграфического перерыва и Д. В. Наливкин выделяет между ними промежуточные горизонты — манакские слои с переходной фауной. Морской режим продолжался от верхнего силура до среднего карбона; впрочем, В. Н. Вебер допускает возможность существования перерыва на грани девона и нижнего карбона, но этот перерыв непосредственными наблюдениями пока не подтвержден.

Бассейн среднепалеозойского моря характеризуется отложением мощных известняковых толщ. На грани среднего и верхнего карбона наступает регрессия моря, вызванная варисцийским поднятием. Физико-географические условия в верхнем карбоне были существенно отличными от предшествующих периодов. Интенсивная эрозия поднимающейся суши способствовала накоплению мощных толщ кластических осадков, представленных перемежающимися свитами песчаников, сланцев и конгломератов с тонкими прослоями битуминозных известняков.

Быстрая смена осадков по простиранию, их постоянный взаимопереход друг в друга объясняются отложением в лагунах, неровностях и впадинах в условиях мелководья; частая же вертикальная перемежаемость пластов свидетельствует о непрерывных колебательных движениях. В основании верхнекарбоновой песчано-сланцевой толщи залегает свита конгломератов, которая местами имеет значительную мощность.

Верхние слои песчано-сланцевой толщи в некоторых участках условно относятся Д. В. Наливкиным к перми и ряд авторов объединяет эту толщу собирательным термином «верхний палеозой».

Общая мощность верхнепалеозойских отложений Южной Ферганы достигает 3 000 м.

На границе палеозоя и мезозоя резко проявилась варисцийская складчатость в ее последних фазах. Эти эпохи разделены длительным периодом континентального режима, в течение которого происходили интенсивная эрозия палеозойских хребтов и отложение на слабо волнистой поверхности пенепленизированного палеозоя континентальных отложений мезозойских пород.

Нижнетриасовые отложения — глины, конгломераты, песчанистые и глинистые сланцы установлены в районе Шурабского каменноугольного месторождения; верхнетриасовые — пестроцветные, серые глинистые и песчанистые сланцы и неслоистые глины с отпечатками растений — в районе Ляканского месторождения. Юра представлена континентальной пестроцветной толщей глин, песчаников и конгломератов.

Высокотемпературные месторождения кобальта, мышьяка, висмута имеют значительное распространение в районе. Из них наиболее интересно в промышленном отношении Чалкуйрукское мышьяково-кобальтовое месторождение в верховьях р. Ак-буры. Согласно устному сообщению А. Г. Дуброва, главными рудными минералами месторождения являются — пирит, арсенопирит, пирротин, глаукодит, сфалерит, халькопирит, марказит; подчиненными — станнин, бертьерит, алтаит, джемсонит, борнит, самородный Bi . Характерно, что преобладающим жильным минералом является кальцит, в то время как кварц присутствует в незначительном количестве. Месторождение связано с интрузией монцитов и кварцевых диоритов, прорывающей известняки и конгломераты C_2 , C_3 .

Высокотемпературные жилы с арсенопиритом, пирротинном и висмутowym блеском обнаружены также А. В. Москвиным в Алайском хребте в связи с гранодиоритами по рекам Кок-су, Турук, в бассейне р. Каинды. В Туркестанском хребте жилы с арсенопиритом встречены А. Ф. Соседко в горах Кара-тау.

На ряду с этими гипотермальными жилами встречены месторождения, в которых высокотемпературные минералы находятся в тесном соседстве с минералами низкой температуры образования — галенитом, а местами и сурьмяным блеском. Так, по Тамды-колу в Кичик-алае А. В. Москвиным обнаружена кварцевая жила с арсенопиритом, пиритом, галенитом и антимонитом. В Курусae по Ак-буре в связи с кератофирами им же найдена кварцевая жила с пирротинном, галенитом и антимонитом. Такое смешение минералов различной температуры образования в пределах тонкого единовременно образованного прожилка заставляет говорить о наличии здесь явления телескопирования, вызванного одновременным выпадением из раствора всех рудных компонентов в условиях внезапно понизившихся давления и температуры. Наличие телескопирования рудных минералов хорошо согласуется с гипабиссальным характером интрузий Южной Ферганы.

Дифференцированные полиметаллические месторождения с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, а местами и сложными сульфосолями (тетраэдритом, бурнонитом и джемсонитом) также в значительном количестве встречены в Алайском и Туркестанском хребтах. Наиболее крупным из них является Канское месторождение в междуречьи Соха и Исфары с его высокопроцентными рудами; месторождение эксплуатируется в настоящее время трестом «Лакокраска». Согласно Бетехтину, канские жилы метаморфизованы интрузией основных пород; гальки которых слагают верхнепалеозойские конгломераты, и поэтому Бетехтин относит образование этих месторождений к каледонской или нижневарисцкой складчатости. Д. И. Щербаков считает их более молодыми, по всей вероятности, варисцкими.

А. В. Москвиным описана рудная зона с галенитом по р. Сурме-таш, которая тянется на протяжении 3—4 км вдоль стратиграфического контакта известняков и верхнепалеозойских конгломератов; она, повидимому, связана с гранодиоритовой интрузией. Жилы с галенитом, а также прожилки сплошного тетраэдрита обнаружены Москвиным в связи с гранодиоритами Кок-су на южном склоне Алая.

Своеобразным месторождением является рудная зона в известняках, обнаруженная В. Э. Поярковым к северу-западу от Хайдаркана по саю Шор-булак. Руда отличается повышенным содержанием цинка, который

з штуфах преобладает над свинцом. Рудные минералы представлены в основном карбонатами свинца и цинка.

В работах Москвина и Вебера мы находим целый ряд указаний на выходы полиметаллических жил, но промышленная ценность их не ясна, в большинстве своем это мелкие месторождения, повидимому не заслуживающие внимания.

В Туркестанском хребте, помимо Ляканских месторождений, жилы с галенитом и халькопиритом обнаружены А. Ф. Соседко по р. Кан в горах Кара-тау, но сведения об их размерах, составе и содержании руды отсутствуют.

Особняком стоит свинцовое месторождение Канигут в известняках к западу от кишлака Самаркандек. В отличие от вышеописанных полиметаллических жил Канигут является месторождением замещения в известняках и относится В. М. Крейтером к телетермальным месторождениям типа Миссисипи — Миссури. Рудными минералами здесь являются галенит и колломорфный марказит; жильные же минералы представлены преимущественно марганцевыми и железистыми карбонатами. Интенсивный карст, проложивший себе путь по ослабленным полостям окисленных рудных тел, вызвал образование знаменитой Канигутской пещеры, ходы которой были расширены работами древних рудокопов. В пещере Канигут летом 1934 г. И. В. Дюгаев производил опробование, показавшее низкое содержание металлов в руде.

К телетермальным свинцовым месторождениям относится также участок Эски-кан в Ляканском районе (см. ниже).

Несомненно, перечисленными месторождениями не исчерпываются перспективы Южной Ферганы в отношении полиметаллов. Каждый год приносит новые открытия; ряд месторождений, забракованных ранее (Кан, Чал-Куйрук), в настоящее время успешно продвигается в промышленность. В связи с этим необходимо, на ряду с развитием поисков в районе, подвергнуть ревизии все известные на сегодняшний день точки с полиметаллами.

Не меньший практический интерес имеют месторождения сурьмы и ртути северных предгорьев Алайского и Туркестанского хребтов, которые являются уже сейчас базой для самостоятельной промышленности. Сурьмяно-ртутные месторождения приурочены к широтно-ориентированным разломам, прослеженным на протяжении 200 км. На всем этом протяжении спорадически встречаются признаки сурьмяно-ртутного оруденения. Руда локализуется, по наблюдениям В. Э. Пояркова, в сводах палеозойских антиклинальных структур. Наиболее крупными месторождениями являются участки Чаувай, Кадамджай и Хайдаркан. Все они содержат антимонит и все, кроме Кадамджая, киноварь. Жильными минералами являются: кварц двух генераций, кальцит, флюорит и несколько реже барит. В. Э. Поярковым чрезвычайно детально разработана схема последовательности выделения отдельных минералов в связи с моментами дробления.

В первые годы разведки сурьмяно-ртутных месторождений исследователи, по аналогии с мировыми месторождениями, приурочивали образование ртутного разлома Алайского и Туркестанского хребтов к альпийской складчатости. В настоящее время Д. И. Щербаков и В. Э. Поярков считают, что он был образован значительно раньше, в верхние фазы варисцидской или нижние фазы киммерийской складчатости.

Непосредственных геологических доказательств для определения возраста этих месторождений нет, так как мезо- и кайнозойские отложения

вблизи них отсутствуют. Исследователи Хайдаркана (21, 24) связывают образование сурьмяно-ртутных месторождений с интрузиями щелочных сиенитов, прорывающих верхнепалеозойскую толщу, основываясь на следующих геохимических признаках: с сиенитовыми породами связаны месторождения плавикового шпата, который в большом количестве присутствует и в месторождениях антимонита и киновари.

В результате наблюдения над Ляканским месторождением, которое несомненно является доальпийским образованием, удалось выявить много общих черт между антимонитовыми месторождениями типа Хайдаркана и ляканскими жилами, содержащими разнообразные сульфо-антимониты свинца и меди. Выявленное сходство (см. ниже) позволяет установить генетическую связь между этими двумя типами месторождений и считать ляканские жилы более высокотемпературным срезом месторождений киновари и антимонита.

Таким образом ляканские жилы бурнонита и блеклых руд представляются нам связующим звеном между сурьмяно-ртутными эпitherмальными месторождениями, с одной стороны, и полиметаллическими мезотермальными, — с другой. И поэтому изучение Ляканского месторождения может дать материал для определения возраста и генетической связи этих двух типов месторождений, которые раньше рассматривались исследователями изолированно друг от друга и даже относились к разным орогеническим эпохам.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЯ ЛЯКАНСКОГО РАЙОНА

1. Географическое местоположение

Ляканское месторождение полиметаллических и медных руд находится в палеозойском массиве Бурганэ-Гузан, на расстоянии 15—25 км к востоку от г. Исфары. Месторождение расположено на стыке границ трех республик: большая часть его территориально тяготеет к Исфаринскому району Таджикской ССР; в северной своей части рудное поле относится к Кудашскому району Узбекской ССР, а с юга, около кишлака Рават-каут площадь месторождения клином врывается в пределы Киргизии. Район густо населен. На расстоянии 15 км к северу от месторождения находятся серные рудники и нефтепромысла Шорсу, а по южному подножию гор Бурганэ-Гузан протекает полоса интенсивной земледельческой культуры: поля и сады тянутся от кишлака Лякан до Исфары. Вдоль кишлаков у подножия гор Гузан протекает автомобильная дорога, соединяющая Лякан с железнодорожной станцией г. Исфара. Рудные участки расположены в пустынных безводных горах Гузан и отстоят от автомобильной дороги на расстоянии от 1 до 4 км; к ним ведут труднодоступные выючные тропы.

2. Оро-гидрография

Широтно вытянутый палеозойский массив Бурганэ-Гузан протягивается на расстоянии 30 км при средней ширине поперечного сечения, равной около 4 км.

Массив имеет асимметричное строение с крутым, коротким южным склоном и с длинным, полого понижающимся северным. Горизонтальное проложение северного склона в $3\frac{1}{2}$ раза больше южного; соответственно этому южные саи имеют небольшое протяжение и круто падают, создавая

резко расчлененный рельеф. Полоса мощных пролювиальных отложений до 2 км шириной ограничивает обнажения вдоль подножия южного склона. На линии водораздела и на некотором расстоянии к северу от нее развит мягкий, слабо всхолмленный рельеф; далее, к северу, горы постепенно понижаются, и саи, следуя плавному уклону рельефа, спускаются на север с небольшим угловым наклоном. Как северные, так и южные саи в летнее время года безводны; исключение составляет речка Ачик-су, которая прорезает вкрест простирания палеозойские породы, разделяя горы Бурганэ и Гузан.

Вода в Ачик-су горько-соленая и непригодна для питья.

Отсутствие в районе достаточного количества питьевой и технической воды затрудняет водоснабжение Ляканских рудных месторождений; вода к ним должна быть подведена из оросительной сети Ляканской долины.

3. Краткий геологический очерк

Горы Бурганэ-Гузан представляют собой палеозойское ядро широтно вытянутой альпийской Ляканской антиклинали. Центр массива, собственно Гузан, сложен известняками неопределенного возраста, которые условно отнесены Д. В. Наливкиным к среднему палеозою. С востока, со стороны Лякана, и с запада, со стороны Исфары, к известнякам по линиям тектонических контактов примыкают верхнепалеозойские породы, представленные песчано-сланцевой толщей. Палеозойское ядро с запада, с севера и востока окаймляется полуovalом пород мезозоя; с юга мезозойское крыло оборвано в сбросе.

А. Стратиграфия. Палеозойские отложения

а) И з в е с т н я к и среднего палеозоя, слагающие гору Гузан, имеют общую ширину выхода до 2 км. Мощность их не удалось установить из-за невыясненности тектоники.

На ряду с массивными известняками здесь встречаются мергелистые в виде тонкослоистых пропластков, часто содержащие значительное количество кварца; местами обнаружены в серых известняках прослой розоватого цвета. Известняки сильно перемяты и разбиты трещинами. Фауны в них не найдено.

б) В е р х н и й п а л е о з о й. Отложения верхнего палеозоя имеют крайне однообразный состав; они сложены перемежающимися прослоями глинистых, песчаных сланцев и песчаников. В подчиненном количестве встречаются пропластки черного известняка, большей частью тухлявого и битуминозного; иногда появляется конгломерат с известняковой и кремнистой галькой. Породы эти сменяют друг друга как по вертикали, так и по простираанию, поэтому в составе однообразной толщи почти невозможно выделить маркирующих горизонтов.

В южной части верхнепалеозойской толщи, к северу от кишлака Рават-каут, преобладающее развитие имеют темнозеленые плотные песчаники с подчиненными прослоями сланцев, которые чаще имеют также песчаный состав. Глинистые сланцы встречаются реже; конгломераты достигают местами значительной мощности, тогда как известняки почти не встречаются. В этой толще выделяется своим бурым цветом пласт магнетитового песчаника, отмеченный еще Д. И. Щербаковым (34). Горизонт про-

тежен на протяжении 3½ км; он вмещает лишь прерывчатых линз, обогащенных магнетитом и титаномagnetитом, причем магнетит в значительной своей части превращен вторичными процессами в мартит. Вероятно, агнетитовые линзы образовались в прибрежной мелководной зоне и представляют собой аккумулятивное накопление продуктов разрушения основного магнетитсодержащего массива. Промышленной ценности эти линзы не имеют вследствие их незначительной мощности и малого процентного содержания железа. Далее к северу (см. карту I, вехи 14, 19, 7) чаще попадаются тонкие пропластки известняка с банками обильной, но однообразной фауны, представленной, главным образом, верхнекаменноугольными брахиоподами.

Еще дальше, по направлению на север, в разрезе по речке Ачик-су наряду с песчаниками получают большое развитие серые глинистые сланцы; естами они преобладают. Здесь пласты имеют незначительную мощность; частая перемежаемость слоев говорит об отложении их в прибрежной мелководной зоне, при непрерывном колебании берегового уровня.

Вблизи северной границы палеозоя и мезозоя, однообразная по своей окраске, серая песчано-сланцеватая толща сменяется свитой кирпичных зеленых глинистых сланцев с кремнистыми прослоями. Мощность этих сланцев 40 м. Здесь же появляются прослои альбитофировых лав и гнейсов.

в) М е з о з о й. Непосредственно на верхнем палеозое в северном крыле Ляканской антиклинали залегает нижнемезозойская пестроцветная толща Камыш-баши, в составе которой А. Н. Криштофовичем, а позднее и М. И. Брик — обнаружена верхне-триасовая флора.

Нижнемезозойские и юрские отложения покрыты мощным слоем пролювиальных отложений и почти не обнажаются на поверхности. Наиболее полно представлен разрез нижнего мезозоя к югу от поворота дороги Шортан — Исфара в ущелье.

Здесь Н. В. Шабаров (31) выделяет три различные по литологическому составу свиты:

1) нижняя пестроцветная толща, представленная конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и неслоистыми глинами;

2) темносерая толща, сложенная глинистыми и песчаноглинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков;

3) верхняя пестроцветная толща, отличная от нижней, сложенная преимущественно песчаниками.

К западу от указанного разреза нижнемезозойская толща выклинивается, и на верхнем палеозое непосредственно залегает уже нижний мел. По направлению к востоку, вследствие несогласного залегания нижнего мела и юры, постепенно выпадают отдельные свиты нижнемезозойской толщи. На расстоянии 1 км к западу от Ляканской дороги нижний мел уже залегает на нижней пестроцветной толще, а у самой Ляканской дороги и далее на восток от нее — непосредственно на палеозое.

Нижнемезозойские отложения имеют простирание близкое к широтному и падают под небольшим углом к северу, залегая несогласно на породах верхнего палеозоя. В свою очередь, они, как уже было отмечено, резаются нижним мелом.

Начиная от нижнего мела и кончая неогеном, мы имеем в Лякане нормальный для Ферганы разрез, хорошо описанный К. П. Калицким. Неогеновые отложения покрываются почти ненарушенными четвертичными алечниками.

1) П л и к а т и в н ы е д и с л о к а ц и и

Варисийская складчатость проявилась в нескольких фазах. Первые орогенетические движения затронули известняки среднего палеозоя, которые сильно дислоцированы и имеют преобладающее простирание близкое к широтному.

В период отложения верхнепалеозойской песчано-сланцевой толщи, повидимому, господствовали эпейрогенетические колебания, вызвавшие попеременные поднятия и опускания дна мелководного бассейна, в котором отлагались тонкоперемежающиеся слои глин и песчаников. Одновременно происходили излияния эффузивных альбитофиров и отложения туфовых прослоев. Иногда, очевидно, части дна выступали из-под моря; об этом свидетельствует наличие аркозового контакта между некоторыми порфиро-туфами и покрывающими их песчаниками. Часто встречающиеся волноприбойные знаки в песчаниках и грубая скульптура массивных брахиопод также говорят за отложение песчано-сланцевой свиты в мелководной прибрежной зоне.

Следующая орогенетическая фаза варисийской складчатости смяла в складки верхнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу. Основное простирание свит — широтное. В разрезе по речке Ачик-су в песчано-сланцевой толще наблюдается синклинальный перегиб (см. разрез); к северу от него вплоть до границы с мезозоем породы падают к югу.

По направлению к югу от осевой плоскости синклинали толща песчаников и сланцев пересекается рядом параллельных широтных сбросов. Складчатая структура района повсеместно осложняется мелкой складчатостью и пльчатостью; последняя особенно развита в сланцах.

Более поздние проявления варисийской складчатости выражены преимущественно в дизъюнктивных дислокациях (см. ниже). В результате альпийской складчатости образовалась широтная антиклинальная складка, в ядре которой заключены породы палеозоя. Направление оси Ляканской антиклинали пересекает под некоторым углом простирание пород верхнего палеозоя.

Ляканская антиклиналь имеет характерное для альпийских складок Южной Ферганы асимметричное строение с пологим длинным северным крылом и коротким, крутым, оборванным в сбросе, южным.

2) Д и з ъ ю н к т и в н ы е д и с л о к а ц и и

а) Наиболее древним нарушением в верхнепалеозойской толще является широтный рудный разлом I, прослеженный на протяжении 15 км. На востоке, в горах Бургана разлом погружается под серый конгломерат (J?), подстилающий нижнемеловые красноцветные песчаники. Конгломерат здесь содержит многочисленные окатанные гальки кварца и кальцита. Далее, по направлению к западу, в горах Гузан разлом пересекает под небольшим углом водораздельный гребень и постепенно затухает в пределах верхнепалеозойской толщи. По линии этого разлома выявляется тектоническое несогласие примыкающих к нему пород; падение трещины почти вертикальное.

На всем своем протяжении разлом содержит признаки минерализации; местами он выполнен рудоносными кальцитово-кварцевыми жилами, мощностью до 10—15 м; иногда он прослеживается по зоне дробления по-

род и по высыпкам кварца и кальцита. С этим разломом связана большая часть рудных месторождений района. В процессе выполнения рудного разлома жильными образованиями непрерывно продолжались небольшие передвижки по плоскости разрыва; о них можно судить по брекчированию

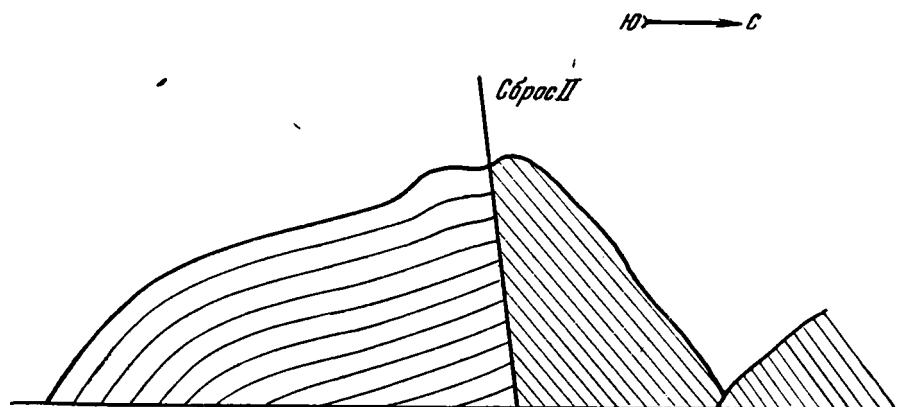


Рис. 1. Сброс по левому берегу р. Ачик-су

жильных минералов первой генерации, а также по наличию местами зеркал скольжения и интерминеральной глинки трения в жилах.

б) Более или менее одновременно с главным рудным разломом возник сброс II, протягивающийся от Рудного сая к водопаду по реке Ачик-су

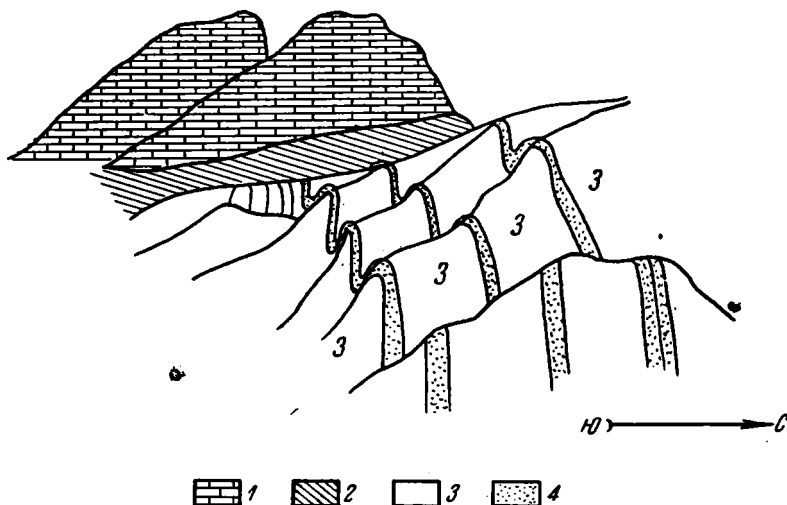


Рис. 2. Надвиг известняков среднего палеозоя на верхнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу

1 — известняк среднего палеозоя; 2 — милонитизированная глина трения; 3 — верхнепалеозойские сланцы; 4 — верхнепалеозойские сланцы и песчаники

и далее на восток от нее. Тектоническое несогласие пород, проявляющееся по линии этого сброса, отчетливо видно в обнажении по руслу речки Ачик-су непосредственно над водопадом. Граница с линией нарушения породы имеют по обе стороны сброса различное простирание (рис. 1).

К этому сбросу приурочено месторождение Рудного сая.

в) К относительно молодым нарушениям относится надвиг известняков среднего палеозоя на верхнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу. На водоразделе Кизыл-бель и к югу от него известняки горы Гузан надвинуты на вертикально стоящие песчаники и сланцы верхнего палеозоя. Контакт имеет пологое падение (до 20°) на западо-юго-запад и отмечен широкой полосой тектонической брекчии, окрашенной окислами железа в ржаво-бурый цвет. Зона брекчирования пересечена сетью тонких прожилков безрудного карбоната. Возраст этого надвига неизвестен, повидимому он является пострудным (рис. 2).

По северной границе известковой гряды Гузан, около родника сланцы по линии этого надвига подняты под известняки среднего палеозоя (рис. 3).

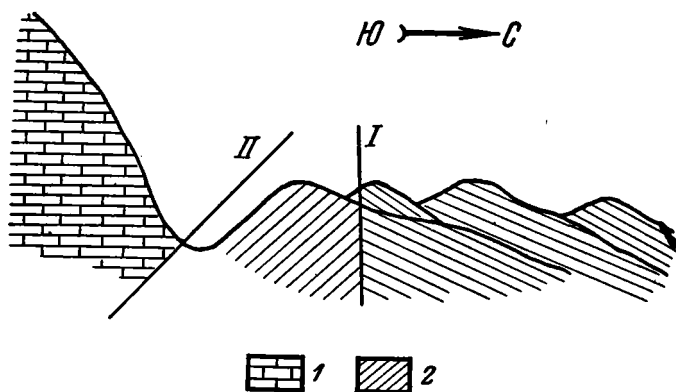


Рис. 3. Надвиг известняков среднего палеозоя на верхнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу

I — известняк среднего палеозоя; *2* — сланцы верхнего палеозоя, *I* — сброс; *II* — надвиг.

К альпийским нарушениям относится широтный сброс, по которому опущено южное мезо-кайнозойское крыло альпийской Ляканской складки. В западном, Исфаринском замке, видно, как по линии сброса третичные известняки южного крыла падают под верхнепалеозойские породы. Этот альпийский сброс вызвал образование широтной Ляканской депрессии и в значительной степени определил морфологию современного рельефа

В. Изверженные породы

В северной части разреза верхнего палеозоя обнаружены вулканические породы, среди которых, на ряду с эффузивными образованиями (верхнепалеозойскими лавами и их туфами), встречены также более молодые интрузивные жилы, пересекающие песчаносланцевую толщу верхнего палеозоя.

Эффузивные породы представлены щелочными разностями типа кварцевых альбитофиров. Это серо-зеленые порфировидные породы, в которых на ряду с порфировыми вкрапленниками обнаружены обломки посторонних пород — сланцев и песчаников, а часто и мелкие неправильные включения вулканического стекла.

Порфировые выделения представлены главным образом альбитом, в меньшей степени калиевым полевым шпатом и кварцем. Основная масса породы большей частью стекловатая; при раскристаллизации она местами обнаруживает витрофировую структуру.

Эти кварцево-альбитофировые лавы и их туфы нормально переслаиваются с осадочными породами и сингенетичны в своем образовании с верхнепалеозойской песчано-сланцевой толщей.

На ряду с верхнепалеозойскими эффузивами, в Лякане встречены жилы интрузивных порфиров, которые пересекают верхнепалеозойские породы

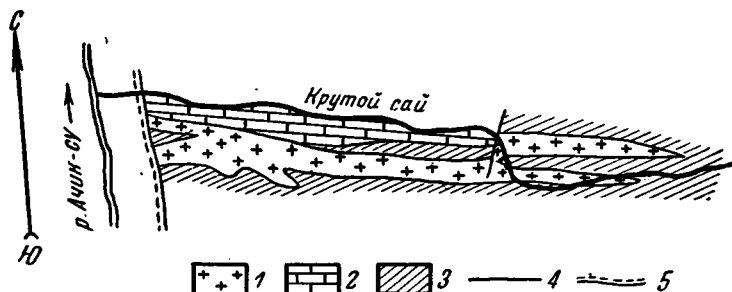


Рис. 4. Альбитофировая жила в Крутом саяе.

1 — альбитофир; 2 — известняк; 3 — сланец; 4 — оброс; 5 — дорога

и являются более молодыми. Интрузивный характер пород молодого вулканического цикла устанавливается с трудом, так как в большинстве случаев порфиры образуют межпластовые жилы, простирающиеся в общем согласно с вмещающими их осадочными свитами. Только тщательное картирование жил позволяет обнаружить неправильные контуры их контактов и наличие пересечения пластов осадочных пород жильными апофизами.

Интрузивное залегание порфировой жилы с достоверностью устанавливаются в Крутом саяе (рис. 4).

Здесь же по контакту с порфирами наблюдаются местами эпидотизация и мраморизация пластов известняка, а в сланцах и песчаниках — явления вторичного окремнения.

По внешнему виду интрузивные порфиры мало отличаются от эффузивов верхнепалеозойской толщи; они также имеют преимущественно темнозеленый цвет основной некристаллической массы, в которой выделяются вкрапленники белых полевых шпатов и кварца, но отличает их от эффузивных пор-

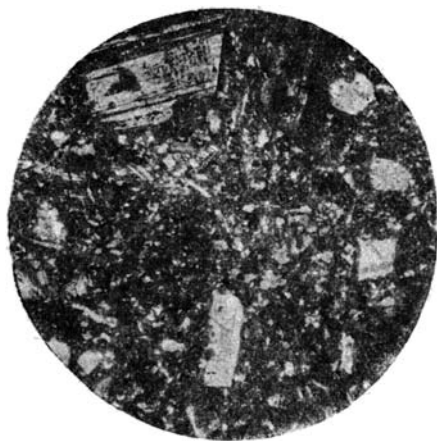


Рис. 5. Шлиф альбитофира.
× 20. Ник. +

фиров отсутствие кластического и туфового материала. Ярче выступает это различие при микроскопическом изучении (шлиф 649) (рис. 5).

В шлифе порода имеет ясно выраженную порфировую структуру. Вкрапленники представлены главным образом идиоморфными лейстами кислого плагиоклаза, являющегося почти чистым альбитом (N_0-7); в меньшем количестве присутствует кварц, а также микроклин ($CN_m 22^\circ$); зерна последних чаще имеют неправильно округлые и оплавленные очертания. Встречены также одиночные кристаллы биотита. Вкрапленники заключены в слабейшей на поляризованный свет основной афанитовой массе. Породы эти по составу аналогичны эффузивам более древнего вул-

канического цикла и могут быть также названы кварцевыми альбитофирами.

Химический анализ образца № 613¹

Образец взят из интрузивной жилы в Крутом сая выше водопада

SiO ₂	72.86%	MgO	0.38%
TiO ₂	0.16	K ₂ O	3.08
Al ₂ O ₃	14.23	Na ₂ O	5.10
Fe ₂ O ₃	0.52	P ₂ O ₅	0.09
FeO	1.36	-H ₂ O	0.21
MnO	0.02	+H ₂ O	1.22
CaO	0.73		99.96%

Сравнение с типами пород:

1. По Заварицкому

	a	c	b	s
Ляканский альбитофир, образец 613	15.3	0.5	3.5	80.7
Щелочной гранит, по Дели	15.5	0.2	4.1	80.2

2. По Левинсон-Лессингу

Образец 613 (Ляканский) $1.063 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.542 SiO_2$; $\alpha = 4.2$

$R_2O: RO = 3.2:1$

Липарит по Левинсон-Лессингу $RO \cdot R_2O_3 \cdot 8.345 SiO_2$; $\alpha = 4.18$

$R_2O: RO = 1.96:1$

Таким образом, как следует из данных анализа, образец 613 представляет собой кислую породу, причем характерной ее особенностью является резкое преобладание натрия над калием. Сопоставляя данные химического анализа с данными анализа микроскопического, мы считаем возможным определить породу как кварцевый альбитофир.

Одним из отличий этих интрузивных порфиров от эффузивов верхнего палеозоя является отмеченное выше наличие ясно выраженного процесса контактного взаимодействия между жилой и вмещающими осадочными породами; характер изменений порфира в контакте зависит от состава контактирующих с ним пород. Так, по контакту с известняками (образец 615) большое развитие приобретает явление карбонатизации порфира, в то время как известняк в контакте, в свою очередь, обогащается алюминием и кремнием с образованием эпидота и талька. Термическое воздействие порфира на известняк выражается в частичной мраморизации последнего.

По контакту со сланцами наблюдается вторичное окварцевание порфира. В шлифе 1 обнаружены микроксенолиты сланцев; мелкозернистые

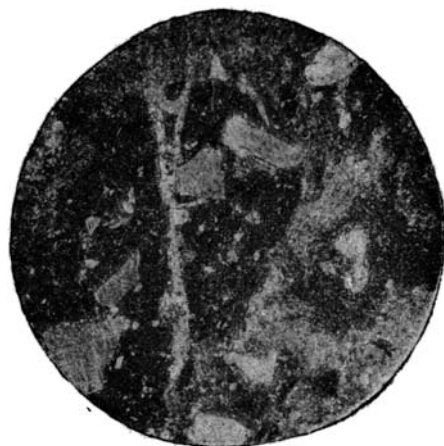


Рис. 6. Окварцованный альбитофир
× 20. Ник. +

¹ Анализ производился А. А. Козаковой в химической лаборатории Московского геолого-разведочного института.

агрегаты вторичного кварца пересекают по трещинкам как основную массу, так и порфировые выделения (рис. 6).

Явление силификации наблюдается также местами и в зоне экзоконтакта; так, нормальный крупнозернистый серый аркозовый песчаник (шлиф 623), содержащий 40% кварца, 20% калиевого полевого шпата, 20% плагиоклаза, 15% обломков кремнистых сланцев и не свыше 2% биотита в контакте значительно обогащается кремнеземом; в силифицированном песчанике контактной зоны (шлиф 621) кварц составляет уже 75%, в значительной своей части являясь вторичным. В заметном количестве появляются вновь образованные биотит и хлорит.

В качестве постмагматического гидротермального образования, связанного с интрузивными жилами, следует отметить полевошпатово-кварцевые прожилки мощностью до 2 см, пересекающие порфир.

В связи с изучением рудных месторождений района вопрос о характере интрузивных жил и о времени их внедрения приобретает первостепенное значение. Жильные кварцевые альбитофиры Лякана, повидимому, образованы на незначительной глубине, и поэтому едва ли можно непосредственно с ними связывать образование рудных месторождений. В непосредственной связи с альбитофирами рудной минерализации не обнаружено, но большое развитие вблизи изверженных жил имеют безрудные кварцевые и кварцево-карбонатные прожилки. Возможно, что и альбитофировые жилы и рудные месторождения образовались параллельно, являясь дериватами общего глубинного интрузивного массива, залегающего на глубине и еще не вскрытого эрозией.

Для понимания характера магматического очага, питавшего изверженные и рудные жилы Лякана, целесообразно здесь привести некоторые сведения о характере и составе ближайших к Лякану интрузий секущих верний палеозой. Наиболее близким к Ляканскому району является гранитный массив Кара-тау, расположенный на расстоянии 20 км к западу от Исфаринского замка Ляканской складки. Вытянутый в широтном направлении массив Кара-тау морфологически представляет собой непосредственное продолжение гряды Бурганэ-Гузан. Повидимому, и в структурно-геологическом отношении районы Кара-тау и Лякана имеют много общего. Альпийская Ляканская антиклинальная складка, вследствие погружения оси, близ Исфары претерпевает местный синклинальный перегиб, который в горах Кара-тау, в свою очередь, сменяется новым антиклинальным поднятием. Таким образом антиклинали Лякана и Кара-тау продолжают друг друга и являются звеньями общей альпийской антиклинали.

В ядре антиклинали Кара-тау находятся породы верхнего палеозоя, прорванные интрузией порфировидных гранитов.

В связи с гранитной интрузией в горах Кара-тау находится ряд мелких полиметаллических месторождений с галенитом и халькопиритом. А. Ф. Соседко описывает там также жилы с арсенопиритом. Все эти месторождения, судя по данным А. Ф. Соседко, промышленного значения не имеют.

Как уже было отмечено (см. Введение), интрузивные породы гранитоидного состава, секущие верхний палеозой, помимо Кара-тау встречены и в других районах Южной Ферганы.

Время проявления молодого вулканического цикла в Южной Фергане точно не установлено, этому препятствует значительный разрыв в стратиграфической колонке; до сих пор было известно только, что гранитоидные

породы моложе верхнего палеозоя и старше юры. Ключ к установлению более точного возраста молодых интрузий лежит как-раз в Ляканском районе, где с достоверностью установлен верхний триас.

К сожалению, контакт верхнего палеозоя и нижнего мезозоя в северном крыле Ляканской складки на всем его протяжении закрыт мощными наносами, и непосредственно в обнажении залегания триаса на интрузивных альбитофировых жилах установить не удалось. Однако выдающиеся над палеозойскими породами дайки альбитофиров в контакте с нижним мезозоем прерываются, и далее в мягких, слабо волнистых увалах, где нижнемезозойские отложения скрыты под мощным слоем наносов, коренные обнажения изверженных пород не встречены, и мы находим только обломки альбитофиров; вероятно, они так же, как и сопровождающие их гальки кварца, кальцита, верхнепалеозойских известняков, песчаников и сланцев, принесены из палеозойского массива (рис. 7).

Нам представляется, что в случае наличия изверженных пород или кварцевых жил в составе триасовой толщи, последние вследствие своей относительной твердости должны были бы выступать из-под наносов и хоть где-нибудь обнажаться на поверхности. Отсутствие коренных обнажений изверженных пород в составе нижнемезозойской толщи, окончание альбитофировых жил в контакте с нижним мезозоем мы принимаем как доказательство до верхнетриасового возраста интрузивных альбитофиров и сопровождающих их кварцевых жил.

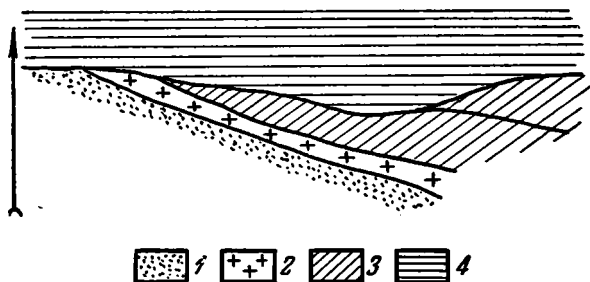


Рис. 7. Контакт альбитофировой жилы с мезозоем
1 — кварцевый песчаник; 2 — пластовая жила альбитофира; 3 — красно-зеленые сланцы; 4 — нижняя пестроцветная мезозойская свита (Т), покрытая наносами

ГЛАВА III РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Почти все Ляканские рудные месторождения приурочены к трещинам широтного разлома. Разлом этот на востоке в горах Бурганэ уходит под мезозойские отложения, представленные здесь нижним мелом и, возможно, юрой.

Отношение разлома к триасовым породам не выяснено, так как на западе он затухает, не выходя из пределов верхнепалеозойской толщи. Разлом этот прослеживается на протяжении 15 км по высыпкам кальцитово-кварцевых жил, цементирующих породы в зоне дробления. Местами жилы приобретают значительную мощность, достигая 15 м в раздуве (Чильгазы).

Повсеместно в кварце обнаруживаются примазки медной зелени. Но наибольшую интенсивность оруденение получает в четырех рудных узлах: в участках Рудный сай, Кумыш-таш, Чильгазы и Ак-таш. Последние два месторождения непосредственно находятся на линии разлома, тогда как первые связаны с второстепенными сопряженными трещинами.

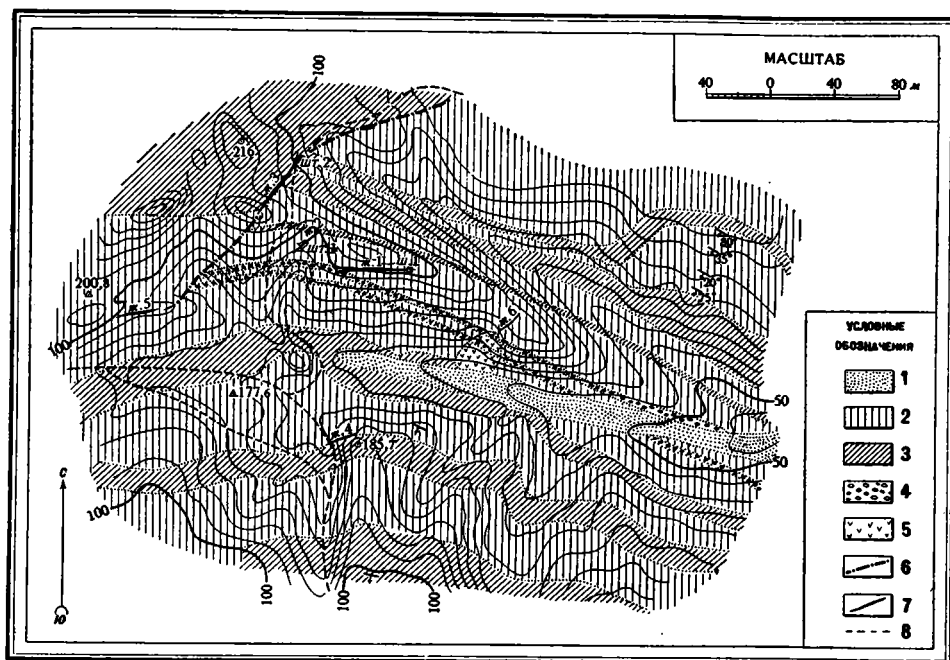
Кроме перечисленных четырех рудных участков, в районе на некотором расстоянии от рудного разлома имеются еще свинцовые месторождения

в песчаниках Кизыл-бель и, наконец, особняком стоит свинцовое метосоматическое месторождение замещения в известняках среднего палеозоя Эски-кан.

1. Месторождение Рудный сай

Рудным саем называется первый с юга левый сухой овраг, спускающийся к р. Ачик-су. Рудные жилы находятся на расстоянии 1 км от устья оврага, к ним можно подъехать на арбе, а при небольших исправлениях дороги и на автомобиле.

Месторождение связано с сбросовой трещиной северо-восточного простирания (сброс II). В юго-восточном крыле сброса преимущественное раз-



II. Геологическая карта месторождения «Рудный сай»

1 — наносы; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — конгломераты; 5 — зоны измененных песчаников и конгломератов; 6 — линии тектонических нарушений; 7 — выход жил с бурнонитом; 8 — тропы.

витие имеют массивные бурые песчаники, простирающиеся по азимуту 90° с однообразным крутым падением к югу. По линии сброса к ним примыкают сильно перемятые серые и розоватые глинистые сланцы.

В Рудном сае встречено шесть кварцево-бурнонитовых жил, расположенных на площади 0.2 км² к западу от сбросовой трещины (см. карту II). Непосредственно со сбросом связана только минерализованная зона дробления песчаников всяческого бока (жила 3), остальные жилы приурочены к мелким сопряженным трещинам. Все рудные жилы участка сходны по минералогическому составу; так, жильным, сопровождающим руду минералом является кварц, рудная же часть жилы представлена преимущественно бурнонитом, который местами образует вкрапленность в кварце и в окварцованных песчаниках, а иногда концентрируется в сплошных мономинеральных прожилках (жила 1). Редко (жила 4) в зальбандах бурнонитовых жил встречается галенит.

Бурнонит, судя по наблюдениям в ряде шлифов, образует агрегаты ангедральных зерен, нигде не встречаясь в хорошо образованных кристаллах; включений других рудных минералов в нем не обнаружено. В процессе окисления бурнонит покрывается сеткой вторичных минералов (описание характерного рисунка замещения бурнонита окисленными минералами см. в минералогическом очерке).

Бурнонит сопровождается белым сахаровидным кварцем, с неравномернозернистой микроструктурой. На ряду с мелкозернистыми агрегатами ангедральных кварцевых зерен имеют развитие крупные призматические кристаллы, часто показывающие явления аномалии (фламбоидальные, радиально-лучистые, перистые кристаллы).

В оруденелых зонах дробления Рудного сая мы имеем интенсивное изменение боковых пород, которое выражается преимущественно в явлениях вторичного окварцевания, а также серицитизации и пелитизации полевых шпатов, причем изменение боковых пород не распространяется далеко от зальбандов жилы.

Описание отдельных жил Рудного сая

Ж и л а 1. Жила 1 имеет простирание 70° , угол падения 42° на северо-запад и прослежена на протяжении 60 м. На восток от шурфа 1 жила выклинивается, на западе постепенно теряется. расщепляясь на сеть тонких безрудных кварцевых прожилков. На всем своем протяжении жила вскрыта почти непрерывной расчисткой, и в восточном конце ее — по наиболее обогащенному участку — пройден шурф 1 с квершлагом на глубине 5 м. Здесь мощность чистого бурнонита, почти не содержащего примеси кварца, составляет в среднем 6 см (до 12 см в раздувах). Анализ бурнонита из шурфа 1 (см. стр. 52).

Жила претерпела послерудное дробление (рис. 2 табл. I).

Как видно из зарисовки, жила разорвана многочисленными мелкими передвижками амплитудой от 2 до 5 см, помимо этого она рассечена трещиной, которая имеет простирание 100° , а падение 45° на север. По этой трещине жила перемещена на расстояние 1 м по наклону. Трещина сброса выполнена глиной трения.

По направлению к западу от шурфа 1 жила увеличивается в мощности, причем прожилки чистого бурнонита уступают место редкой вкрапленности бурнонитовых зерен в кварце и окварцованном песчанике.

Песчаник в зальбанде лежащего бока кварцевой жилы местами импрегнирован галенитом.

Жилы 2 и 3 не имеют четко очерченной жильной трещины; это зоны дробления песчаников, пересеченные многочисленными ветвящимися кварцево-бурнонитовыми прожилками.

Жила 3 приурочена к главному сбросу II, в то время как параллельная ей жила 2 расположена на расстоянии 10—15 м к востоку и связана с второстепенным сбросом в толще песчаников.

Ж и л а 2. Вторая жила, как было указано, представляет зону дробления, пересеченную кварцевыми рудоносными жилками. Мощность этой зоны около 1 м. В зальбандах зона дробления четко ограничена от боковых пород пропластками черной мягкой глины трения. Суммарная мощность отдельных кварцевых прожилков с бурнонитом равна 30—40 см. Книзу, у почвы штольни, пройденной по жиле, мощность рудных прожилков уменьшается. Простирание жильной трещины 25° , угол падения 85° на

северо-запад при общем протяжении 25 м. К северо-востоку на водоразделе жила выклинивается, на юго-западе она постепенно беднеет в концентрации рудных минералов и соединяется полосой окварцованного песчаника с мощной, но безрудной кварцевой жилой 5.

В забоях и стенках выработки можно выделить несколько систем разновременных трещин (рис. 3, 4 табл. I).

Дорудные трещины, обозначенные на рисунке цифрой 1, выполнены серо-коричневой брекчией трения, состоящей из мелких обломков песчаника величиной 1—3 мм, сплюснутых в направлении параллельном плоскости перемещения. Раздавленность частичек свидетельствует о наличии сжатия в процессе перемещения пород по сбросовой трещине, а относительно крупные размеры обломков, составляющих брекчию частиц, позволяют говорить о небольшой амплитуде сброса. Эта брекчия трения дважды претерпевает смещение, причем в местах разрыва она пересекается прожилками безрудного кварца.

Ж и л а 3 прослеживается с перерывами на протяжении 180 м. Простирание жильной трещины 60° , угол падения 45° на северо-запад. Жила приурочена к тектоническому контакту сланцев и песчаников (сброс II). Плоскость контакта круто падает на северо-запад, и, таким образом, сланцы оказываются висячем боку жилы. Ширина полосы интенсивного дробления составляет в среднем около 1 м, но в общем ветвящиеся кварцевые прожилки распространены в зоне шириной до 4 м, образуя сложную жилу.

Зона дробления ограничена четкими ровными трещинами как со стороны висячего, так и лежачего бока. В лежачем боку имеется очень тонкий пропласток черно-серой глины трения, в то время как в висячем боку можно насчитать три таких параллельных пропластка мощностью в 3—4 см каждый (рис. 1 табл. I). Пропластки эти разделены прослоями желтовато-бурой глины. Значительное количество слоев глины трения говорит о наличии здесь повторных перемещений. По всей вероятности, слой глины трения и являлся непроницаемой преградой, направляющей рудоносные растворы в зону дробления, так как максимум минерализации наблюдается именно в пределах этой зоны; несколько ответвлений кварцевых жил встречается в песчаниках лежачего бока, тогда как в сланцы висячего бока, защищенные мощной полосой непроницаемой глины трения, бурнонит совсем не проникает. Впрочем, в сланцах обнаружен в незначительном количестве галенит, но он, вероятно, здесь, как и в первой жиле, выделился раньше бурнонитовой фазы.

Ж и л а 4. Кварцевая жила 4, прослеженная на 100 м почти безрудна и только в восточном конце своем она содержит короткий богатый рудный столб длиной в 15 м и мощностью в 70 см.

Обогащенный участок приурочен к тектоническому контакту сланцев и песчаников по плоскости небольшого нормального сброса. Кварцевая жила в альбандах лежачего бока содержит галенит в сером плотном тонкозернистом кварце. Ближе к центру и у висячего бока получает развитие белый сахаровидный кварц, густо проникнутый включениями бурнонита.

Ж и л ы 5 и 6 аналогичны по составу описанным, отличаются от них только меньшими размерами и низким содержанием рудных минералов.

Все шесть жил Рудного сая не представляют промышленного интереса. Если принять суммарное протяжение оруденелых участков по всем жилам равным 150 м, при средней мощности 0.3 м и распространить на эту

ЗАРИСОВКИ ЗАБОЕВ ВЫРАБОТОК МЕСТОРОЖДЕНИЯ „РУДНЫЙ САЙ“

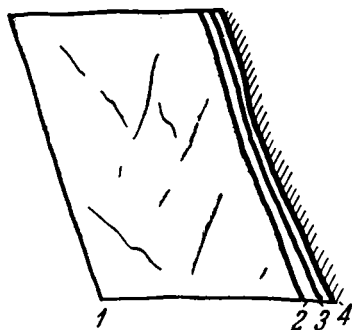


Рис. 1. Штольня 1. Минерализованная зона дробления, ограниченная двумя параллельными трещинами

1, 2, 3, 4 — трещины, выполненные глиной трения

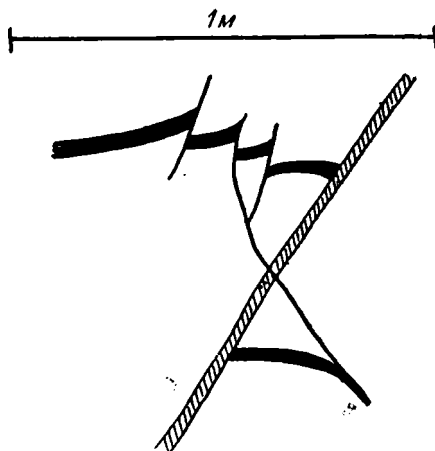


Рис. 2. Шурф 1. Рудная жила пересечена многочисленными мелкими сбросами

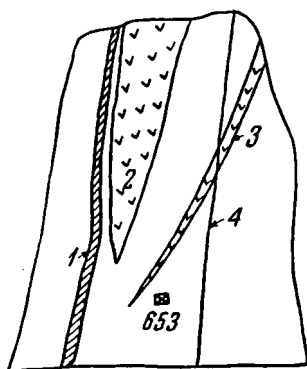


Рис. 3. Штольня 2. Минерализованная зона дробления

1 — трещина, выполненная глиной трения; 2—3 — кварц с бурнонитом; 4 — трещина, выполненная гипсом

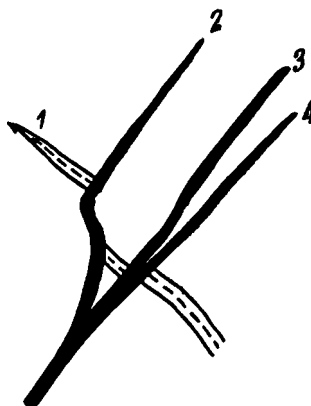


Рис. 4. Штольня 2. Дорудная трещина, выполненная глиной трения, пересекается прожилками рудоносного кварца (2, 3, 4)

площадь данные анализа 182 проб (см. табл. 1), то, даже при таких оптимальных, явно преувеличенных показателях, мы получим меди 4 т, свинца 8 т и сурьмы 3.5 т на 1 м углубки, т. е. количество металла, не оправдывающее постановки промышленной добычи на данном участке при современных технико-экономических условиях.

Таблица 1

**Анализы технических проб по Ляванскому месторождению
Бурнонитовые жилы участка Рудный сай**

№ по пор.	№ пробы	Название выработки	Опробованная мощность в м	Pb в %	Cu в %	Примечания
1	7	Расчистка 12, жила 3 . .	0.10	—	0.8	Вкрапленность бурнонита в окварцованных породах
2	35,	Расчистка 20	0.40	—	0.42	Минерализованный песчаник
3	44	Квершлаг в шурфе 1 . .	0.10	—	6.26	Проба по сплошному бурнонитовому прожилку
4	50	Канавка 22 . .	0.60	—	0.82	Кварцевая жила с медной зеленью
5	172	Канавка 14 . .	1.20	—	0.26	Разрушенный окварцованный сланец
6	173	Канавка 73 . .	0.07	—	0.18	Кварцевая жила с вкрапленниками бурнонита
7	175	Канавка 63 . .	0.70	—	0.12	Измененный окварцованный песчаник
8	176	Канавка 81 . .	0.30	—	0.5	Разрушенный песчаник с тонкими кварцево-бурнонитовыми прожилками
9	177	Шурф 6, жила 1 . .	1.70	—	0.1	Разрушенный слабо минерализованный песчаник
10	182	Канавка 65, жила 1 . .	0.10	6.79	3.38	Бурнонитовая жилка

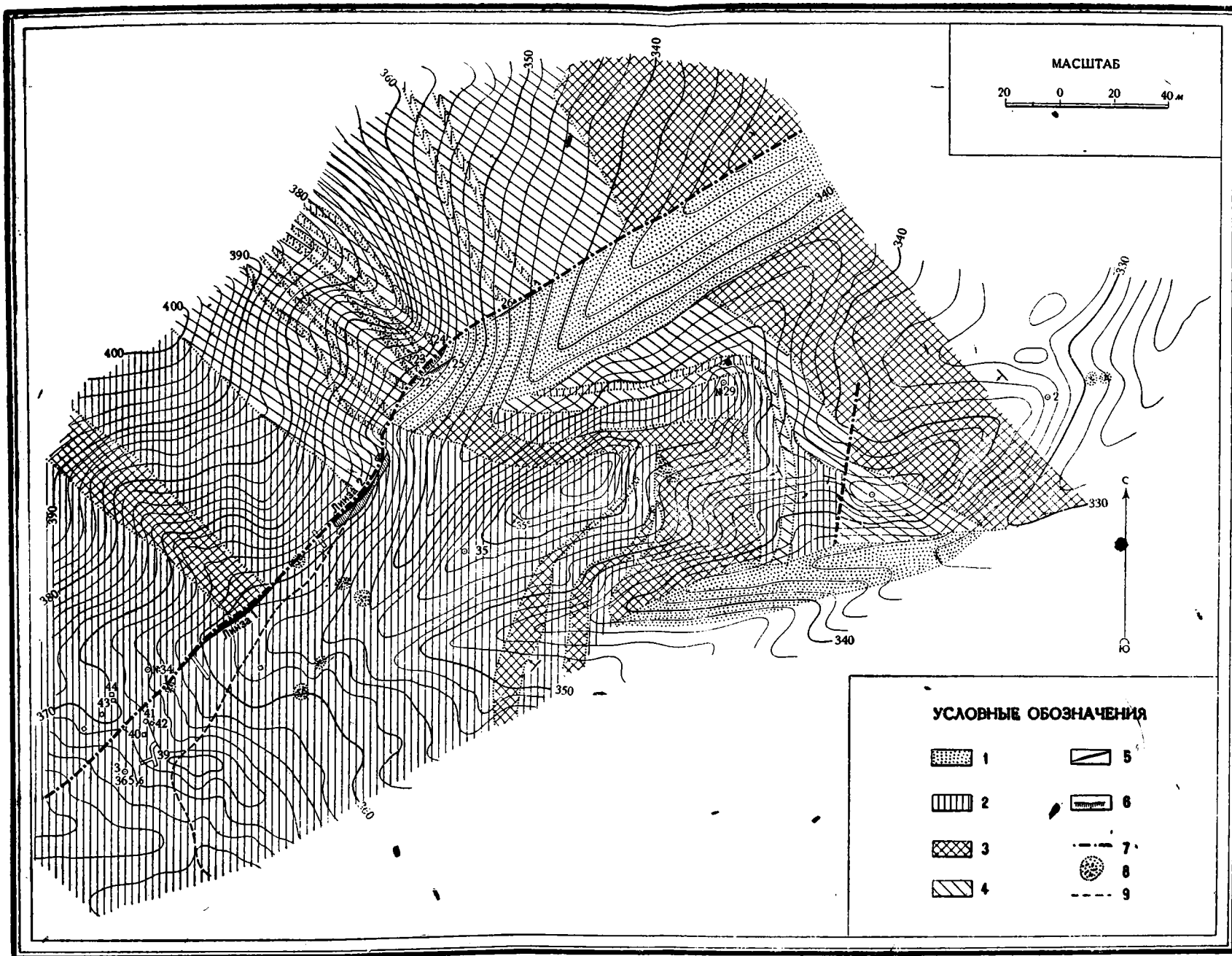
Заканчивая описание Рудного сая, следует еще раз подчеркнуть относительно простой минералогический состав его жил. Это отличает Рудный сай от других месторождений главного рудного разлома и, в первую очередь, от ближайшего к нему участка Кумыш-таш, где на ряду с бурнонитом и галенитом встречены халькопирит, сфалерит и сульфoантимонит свинца, определенный нами как джемсонит.

2. Месторождение Кумыш-таш

Месторождение Кумыш-таш представляет собой северо-восточное отступление от центральной линии рудного разлома. Литологический состав пород участка тот же, что и в Рудном сая: песчаники и сланцы верхнего палеозоя (см. карту III).

На площади месторождения встречены многочисленные, но не крупные старые выработки и отвалы. Песчаники перебиты трещинами по всем направлениям, и местами раздробленность пород настолько велика, что сплетения и пересечения многочисленных кварцевых прожилков придают отдельным участкам штокверковый характер.

Наибольший интерес предоставляет трещина тектонического контакта 1, вмещающая две коротких рудных линзы. Эта трещина



III. Геологическая карта месторождения Кумыш-таш

1 — наносы; 2 — песчанники; 3 — песчанистые сланцы; 4 — глинистые сланцы; 5 — рудные жилы; 6 — зоны выщелачивания в песчаннике; 7 — тектонические нарушения; 8 — отвалы древних работ; 9 — тропы.

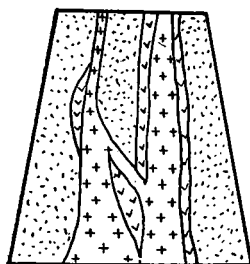


Рис. 1.—Расчистка 54

1 — песчаник; 2 — кварц белый, сахаровидный с бурнонитом и халькопиритом; 3 — кварц серый, яшмовидный с галенитом

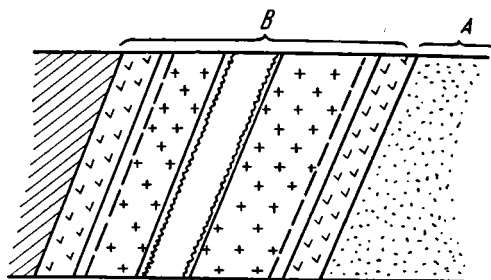
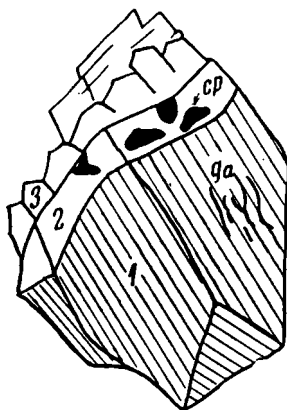
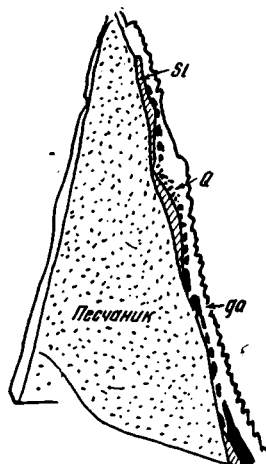


Рис. 2. Схематическая зарисовка сечения полосчатой жилы Кумыш-таш

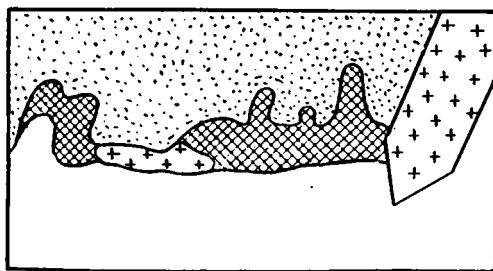
А — оруденелый песчаник в альбанде лежачего бока жилы, пересеченный рудными прожилками с галенитом, джемсонитом и сфалеритом; В — полосчатая кварцево-карбонатная жила: 1 — песчаник; 2 — кварц белый, сахаровидный с бурнонитом и халькопиритом; 3 — кварц яшмовидный, серый с галенитом, джемсонитом и сфалеритом; 4 — кварц аметистовидный; 5 — кальцит; 6 — граница отложения медных минералов; 7 — сланцы.

Рис. 3. Образец 420 из шурфа № 4.
Нат. вел.

1 — сланец висячего бока жилы, пересеченный прожилками галенита; 2 — кварц с халькопиритом; 3 — друза безрудного аметистовидного кварца

Рис. 4. Образец 423. Последовательность выделения минералов галениновой фазы. $\frac{4}{5}$ нат. вел.

У альбандов жилки — сфалерит (заштрихован), далее к центру галенит (черный) с кварцем, затем безрудный кварц, оканчивающийся друзой

Рис. 5. Зарисовка шлифа образца 423. $\times 20$

1 — песчаник; 2 — кварц; 3 — сфалерит; 4 — галенит



прослежена на протяжении 200 м; она простирается по азимуту 45° с углом падения $45-70^\circ$ на северо-запад. В лежащем боку трещины находятся массивные песчаники, в висячем боку — сланцы с подчиненными песчанистыми прослоями. На протяжении трещины встречены две рудных линзы.

Линза 1 имеет протяжение 50 м и наибольшую мощность в раздуве 1.6 м. Она выполнена кварцем, содержащим галенит. В висячем боку жилы контактирующий с ней песчаник брекчирован и также проникнут галенитом. На западе жила выклинивается, на востоке конец ее не прослежен, так как она скрывается под отвал древней выработки.

Линза 2 образована из двух составляющих: а) сложной зоны оруденелых песчаников, пересеченных галенитом и галенитсодержащим кварцем, и б) кварцево-бурнонитовой жилы, выполняющей сбросовую трещину.

а) З о н а в к р а п л е н н о с т и г а л е н и т а в п е с ч а н и к е. Песчаники лежащего бока сбросовой трещины раздроблены и пересечены тонкими прожилками галенита и галенитсодержащего кварца. В небольшом количестве обнаружены сфалерит и сульфоантимонит свинца. Явное преобладание галенита над сфалеритом отражается и в анализах, где мы имеем отношение $Pb : Zn = 6 : 1$ при среднем содержании по зоне $Pb + Zn = 5.2\%$ (см табл. 2).

Общая мощность этой зоны вкрапленности по квершлагу шурфа 4 достигает 7 м. Это пересечение является местом наибольшего раздува.

По направлению на восток минерализация прослежена на 15 м до выработок 0.03—0.01; на западе она быстро прерывается, в канаве 3 трещина пересекает уже почти безрудный песчаник, и только тонкий проводничок продолжает направление рудной линзы.

б) Б у р н о н и т о в а я ж и л а. Мощность бурнонитовой жилы в раздуве достигает величины 2.5 м, при протяжении равном 25 м. Жила имеет параллельно-полосчатое строение. Состав руды меняется от зальбанда к центру жилы. Зальбанды сложены сероватым плотным кварцем с последовательно сменяющимися друг друга минералами: сфалеритом, сульфоантимонитом свинца и галенитом; по направлению к центру серый кварц сменяется белым сахаровидным кварцем, содержащим включения бурнонита и халькопирита. Свинцовые минералы зальбандов четко обособлены от медных минералов центра, они разделены тонким прослоем безрудного кварца. Молочный рудоносный кварц с бурнонитом и халькопиритом оканчивается друзой прозрачного аметистовидного кварца, образующего короткостолбчатые кристаллы. Самый центр жилы выполнен крупнокристаллическим кальцитом (рис. 2 табл. II).

Описание отдельных рудных минералов и их взаимоотношений

В пределах свинцово-цинковой контактной зоны зальбанда жилы наблюдается следующая последовательность рудных минералов во времени: первый, очевидно, выделился с ф а л е р и т, который образует узкую прерывистую оторочку, непосредственно примыкающую к зальбанду; он присутствует в виде идиоморфных кристаллов медово-коричневого цвета, которые достигают величины 2—3 мм.

Следующим минералом в процессе выделения является с у л ь ф о а н т и м о н и т с в и н ц а, определенный нами как д ж е м с о н и т. Минерал этот имеет блеклый оттенок и несколько тусклый блеск. Твердость его несколько выше, чем у бурнонита. Он резко анизотропен

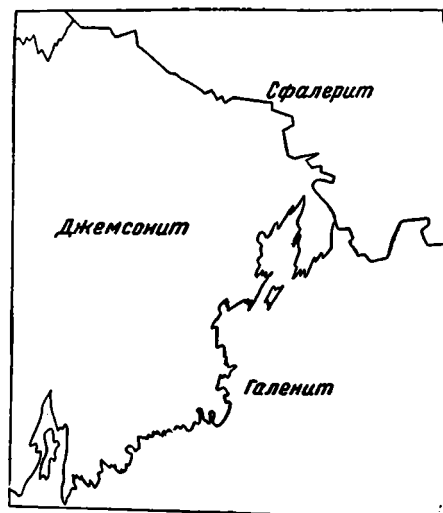


Рис. 1. Возрастные соотношения сфалерита, джемсонита и галенита. $\times 100$



Рис. 2. Шлиф 410. $\times 20$. Пржилки бурнонита в халькопирите
Бурнонит — белый, халькопирит — светлосерый, черный — кварц



Рис. 3. Шлиф 410. $\times 50$. Пржилки бурнонита в халькопирите. Остаточные островки бурнонита окружены вторичными, окисленными минералами
1 — бурнонит В; 2 — халькопирит (Ср); 3 — нерудный минерал

и дает в поляризованном отраженном свете яркие розовые и зеленые цвета интерференции. Этот минерал замещается вторичными окисленными продуктами гораздо интенсивней, чем сфалерит и галенит, что отвечает, очевидно, его более низкому электрическому потенциалу (см. минералогический очерк). Особенно сильное окисление его происходит на контакте с галенитом, причем граничащий с ним галенит признаков окисления почти не показывает; при замещении окисленными минералами обнаруживается его волокнистое сложение. Микрохимические реакции показывают в нем присутствие сурьмы и свинца. По реакциям травления минерал ближе всего подходит к джемсониту (см. минералогический очерк).

Джемсонит ксеноморфен по отношению к кристаллам сфалерита, но замещается в свою очередь более молодым галенитом.

Галенит в шлифе имеет обычный облик; включений других рудных минералов в нем не обнаружено. Он замещает джемсонит по тонким волосовидным трещинам, выявляя игольчатое строение последнего.

На приведенных зарисовках показаны возрастные соотношения описанных минералов; так на рис. 1 табл. III видно, что сфалерит имеет идиоморфные границы зерен, джемсонит выполняет промежутки между его кристаллами и одновременно сам замещается более молодым галенитом.

Описанные минералы отделены от части жилы с медными минералами тонкой полосой безрудного кварца.

Ближе к центру жилы следует вкрапленность бурнонита и халькопирита. Внутри «медной» полосы трудно установить возрастные соотношения халькопирита и бурнонита. Оба минерала существуют параллельно в зернах до 0.7 см. Иногда они соприкасаются друг с другом по плавным взаимным кривым (Mutual boundaries), характерным для одновременно образованных минералов.

Однако, на ряду с этими неясными контактами, местами устанавливается точно более молодой возраст бурнонита. Так, рис. 2 табл. III изображает прожилки бурнонита, цементирующие раздробленные халькопиритовые зерна. Бурнонит в согласии с меньшей величиной его электрического потенциала окислен здесь значительно сильнее контактирующего с ним халькопирита.

В одном шлифе отмечено пересечение раздробленного зерна бурнонита тонкими халькопиритовыми прожилками и, таким образом, в данном случае устанавливается более молодой возраст халькопирита. Повидимому, здесь он образован уже супергенными процессами в зоне цементации. Появление халькопирита в зоне цементации отмечено рядом авторов. Общеизвестны псевдоморфозы халькопирита по тетраэдриту в Гарце. Цементационный халькопирит устанавливается также И. С. Яговкиным в Успенском руднике. Мы наблюдали прожилки халькопирита по трещинам спайности галенита в Такелийском руднике Карамазарского района.

В числе супергенных минералов, образованных в процессе цементации, следует отметить ковеллин, который совместно с халькозином образуется в результате реакций обменного разложения между раствором CuSO_4 и галенитом, выполняя прожилки в галенитовых зернах.

Кумышташский участок — наиболее интересный в районе как со стороны своеобразия минералогического состава руды, так и с точки зрения его промышленного значения. Но являясь наиболее благонадежным участком, Кумыш-таш тем не менее представляет собою месторождение мелкого масштаба. Суммарно на 100 м углубки можно насчитать 1 000—2 000 т свинца и около 200 т меди (см. табл. 2).

Анализы технических проб по линзе 2 участка Кумыш-таш

№ по пор.	№ проб	Название выработки	Место взятия проб	Опробо- ванная мощ- ность в м	Pb	Zn	Cu	Примечания
					в процентах			
1	103	Старая выра- ботка 056	Забой	0.30	0.9	—	0.08	Прожилки в песчанике
2	107	Шурф 4, во- сточный квершлаг	Южная стен- ка от устья	0.67 0.68	4.05	0.52	—	»
3	108	Шурф 4	Северная стенка	1.30	2.84	1.00	—	»
4	109	Шурф 4, за- падный квершлаг	Начиная от устья	0.60	7.91	1.22	—	»
5	111	Шурф 4, за- падный квершлаг	Забой старой выработки	0.15	3.93	—	0.36	Остатки квар- цево-бурно- нитовой жи- лы. В заль- бандах вкра- пленность
6	112	Шурф 4, квершлаг	Северная стенка 1.15 м от устья	0.20	7.17	3.06	—	Импregnация в песчанике
7	120	Расчистка 54	Западная стенка -	0.40	6.54	—	—	Кварцевая жи- ла с бурно- нитом и га- ленитом
8	149	Канавы 59	Западная стенка	0.30	3.41	—	—	Кальцитовая жила с гале- нитом

Подсчет запасов по линзе 2 (вкрапленность в песчанике)

$$\frac{20 \times 3.5 \times 2.5 \times 5.2^1}{100} = 9.1 \text{ т на 1 м углубки}$$

или 910 т на 100 м углуб.²

Ориентировочно по линзе 1 = 300 т.

Итого в участке Кумыш-таш по вскрытым линзам 1—2 подсчитано 1200 т.

В отличие от месторождения Кумыш-таш следующий к западу участок Чильгазы содержит преимущественно медные минералы.

3. Месторождение Чильгазы

Мощные кальцитово-кварцевые жилы Чильгазы расположены на водоразделе гряды Гузан к северу от кишлака Рават-каут, с которым его соединяет труднодоступная вьючная тропка. Первые литературные сведения об этом месторождении мы находим у В. Н. Вебера (5), который описывает обнаруженные им в горах Гузан кальцитово-кварцевые жилы с халькопиритом, достигающие 4 м мощности. Однако еще в 1911 г. здесь, по словам местных жителей, производил разведку предприниматель Ро-

¹ Принимая среднее содержание 5.2%, среднюю мощность 3.5 м, протяжение 20 м.

² Принимал во внимание прослеженную минерализацию по трещине на протяжении 200 м, считаем возможным вести подсчеты до глубины 100 м.

манов. Нами действительно были обнаружены на месторождении следы поверхностных работ, закопшки, карьеры и штабеля руды, но результаты разведок Романова нам неизвестны.

В участке Чильгазы «Рудный Разлом» представляет собой отчетливую вертикальную, сбросовую трещину, по которой перемещены контактирующие породы, представленные здесь бурыми песчаниками, песчанистыми, реже глинистыми сланцами и тонкими прослоями битуминозных известняков.

Свиты простираются в направлении с северо-запада на юго-восток, но местами, в полосе, примыкающей к сбросовой трещине, простирание пород меняется на меридиональное.

Сбросовая трещина выполнена кварцево-карбонатными жилами, достигающими в раздувах мощности до 15 м. Это типичные трещинные жилы выполнения с характерной полосчатостью и крустификацией. Так же, как в участке Кумыш-таш в зальбандах жил, здесь находятся тонкие полосы рудоносного кварца с редкой вкрапленностью медных минералов халькопирита и бурнонита, в то время как центральную часть жилы слагают безрудные карбонаты, часто розоватые марганцевистые, а иногда несколько железистые, типа анкерита. Сбросовая зона отмечена интенсивным дроблением пород: обломки и глыбы песчаника взвешены в жильном материале почти по всей мощности жилы; они оторочены ореолом шестоватого кварца, который, в свою очередь, окружен крупнокристаллическим карбонатом, причем возникают чрезвычайно характерные для этого участка грубококардовые структуры. В отличие от месторождения Кумыш-таш, карбонаты в полосчатых жилах Чильгазы преобладают над рудоносным кварцем, который слагает лишь узкие полосы в зальбандах жил мощностью в среднем около полуметра. Большую мощность получает рудоносный кварц в чисто кварцевых жилах, которые приурочены к трещинам, сопряженным с главным рудным разломом, и связаны постепенными переходами с описанными кварцево-карбонатными жилами. Эти кварцевые жилы достигают местами 1—1.5 м мощности, но они крайне непостоянны по форме и быстро выклиниваются как по падению, так и по простиранию, образуя цепь прерывчатых линз, соединенных между собой тонкими проводниками или окварцованными зонами дробления. Карбонаты в этих жилах встречаются в подчиненном количестве, и главным, а местами и единственным, жильным минералом является кварц в двух генерациях.

Кварц I. Серый, яшмовидный, обнаруживающий под микроскопом криптокристаллическое сложение, метасоматически замещает боковые породы — песчаники, реже известняки; в последнем случае он приобретает несколько синеватый оттенок.

Кварц II. Молочно-белый, кристаллический, выполняет жильную трещину; он является более молодым и цементирует как обломки серого кварца первой генерации, так и силифицированную брекчию боковых пород. С этим кварцем связано отложение рудных минералов. Рудоносный кварц II отличается крайним непостоянством и разнообразием структур; величина зерна колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм. Характерно развитие неравномернозернистых агрегатов, призматических, удлиненных кристаллов, которые граничат по взаимно искривленным плоскостям, вытесняя друг друга в процессе роста. Вокруг обломков кварца I генерации возникают микрококардовые и друзовые структуры (рис. 3 табл. IV).

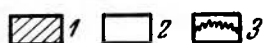
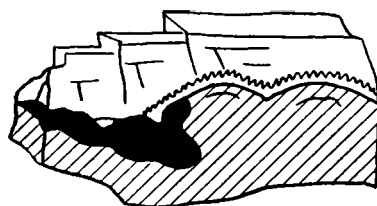


Рис. 1. Образец 59

Отложение бурновита по границе между кварцем (1) и кальцитом (2); друзы кварца по границе с кальцитом (3)



Рис. 2. Шлиф из образца 59. $\times 100$

1 — бурнонат; 2 — кварц; 3 — кальцит

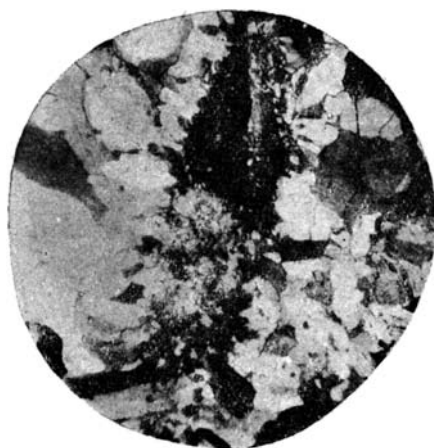


Рис. 3. Микроконглодовая структура

Кристаллы кварца II расположены перпендикулярно к поверхности ограничения обломка силифицированного песчаника

Местами призматические кристаллы распространяются по радиусам из общего центра кристаллизации (рис. 4 табл. VIII).

Чрезвычайно типичным для жил Чильгазы является развитие аномальных кварцев (фламоидальных, перистых), характеризующих, по Адамсу (1), жилы, образованные на незначительной глубине в условиях относительно малого давления (рис. 1—4 табл. VIII).

Рудные вкрапленники в кварце составляют не более 1% всего объема жильного материала. Они, главным образом, представлены зернами халькопирита и бурнонита, которые присутствуют в переменных количествах, реже встречается пирит. Бурнонит и халькопирит часто пространственно обособлены друг от друга в отдельных кварцевых жилах, иногда они концентрируются в разных участках одной и той же жилы, а подчас встречаются и совместно. Так, в шурфе 2 преобладающим минералом является халькопирит, далее, к западу, в канаве 7, исключительное развитие получает бурнонит и, наконец, в следующем к западу карьере 0.14 халькопирит снова преобладает; таким образом, на продолжении одной и той же жильной трещины существовали как бы отдельные струи рудоносных терм, несколько отличные по составу.

Возрастные соотношения рудных минералов в жилах Чильгазы точно установить трудно. В контактах бурнонита и халькопирита мы наблюдаем плавные взаимные границы соприкосновения, которые чаще всего считаются признаком одновременного образования контактирующих минералов, но, впрочем, не являются достаточно надежным критерием для определения возрастных соотношений.

На контакте бурнонита с халькопиритом мы здесь, так же как и в участке Кумыш-таш, отмечаем более интенсивное окисление бурнонита, в то время как халькопирит признаков окисления в контакте почти не показывает. Это активизирующее действие смоченного контакта двух сульфидных минералов, обладающих различными потенциалами, очень заметно в жилах Чильгазы. В противоположность контакту с халькопиритом, в инертной среде — в кварце — вкрапленники бурнонита почти не показывают признаков окисления. В процессе окисления бурнонит замещается малорастворимыми соединениями свинца — англезитом и церусситом, в пустотах отлагаются аморфные охры Sb, в то время как медные минералы почти нацело выносятся за границы окисляющихся зерен, окрашивая вмещающий кварц. Наиболее полно происходит окисление рудных минералов и выщелачивание меди в пиритсодержащих жилах. Очевидно, интенсивность окисления в этих случаях можно объяснить активным воздействием сульфата окиси железа, который образуется по следующей общеизвестной реакции: $2\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O} + 15\text{O} = \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

Образованная в процессе окисления серная кислота увлекала медь в виде легко растворимого сульфата, в то время как железо вследствие гидролиза его сульфата оставалось на месте в виде натечных, колломорфных и порошкообразных лимонитов. На ряду с такими лимонитами в участках интенсивного окисления большое развитие получает явление огипсования. Местами медь выщелочена из жилы нацело, но чаще в условиях циркуляции карбонатных растворов она фиксирована в виде водных карбонатов неподалеку от окисляющихся сульфидов.

Интенсивность окисления зависит не только от состава пород, но и от наличия послерудных дроблений; так, смятая в дугу и раздробленная в надвиге кривая жила — Чатак-таш окислена нацело; первичные минералы в жиле не обнаружены, а вторичные, окисленные минералы представ-

лены малахитом и азуритом, переотложенными по трещинам в кварце. Очевидно, интенсивное окисление было вызвано свободной циркуляцией поверхностных растворов в раздробленной и трещиноватой жиле.

Заканчивая изложение особенностей окисления отдельных участков месторождения Чильгазы, следует подчеркнуть, что в общем процессы окисления в жилах Чильгазы, так же как и в других участках района, развиты слабо. Быстрота эрозии опережает быстроту окисления и мы часто на поверхности встречаем неизменные сульфиды, но в отдельных участках окисление происходит активно.

Переходя к промышленной оценке жил Чильгазы, следует сказать, что, в отличие от месторождений Рудного сая и даже Кумыш-таша, мы имеем здесь дело с чисто медными рудами. Рудные минералы составляют незначительный процент жильного материала и, распределяясь по большой мощности жилы, образуют редкие вкрапленники. Чтобы дать более точное представление о масштабе месторождения, приводим описание трех наиболее богатых разведанных нами рудных линз.

Линза 1 вскрыта штольной на глубине 15 м по падению и шурфом глубиной 5 м. Выработки не выходят из зоны окисления, и жила в пересечении с ними представлена озелененным кварцем с редкими включениями халькопирита и бурнонита; прослежена она на протяжении 55 м при средней мощности 0.5 м, местами мощность возрастает до 1 м (шурф 2).

Линза 2 имеет протяжение 75 м при средней мощности в 1.2 м. На западе она без перерыва в оруденении переходит в линзу 3, вскрытую на протяжении 10 м карьером 0.14. Мощность третьей линзы 0.7 м, протяжение 10 м. Здесь, как уже было отмечено, мы имеем чрезвычайно интенсивное окисление рудных минералов.

В этих трех наиболее оруденелых разведенных линзах насчитывается 200 т руды на 1 м углубки. По направлению к западу мы встречаем аналогичные жилы, уступающие, впрочем, описанным как в мощности, так и в интенсивности оруденения. Однако, несмотря на относительно большой тоннаж руды, вряд ли можно говорить о промышленном использовании жил Чильгазы, так как концентрация металлов в них весьма незначительна (см. анализы).

Таблица 3

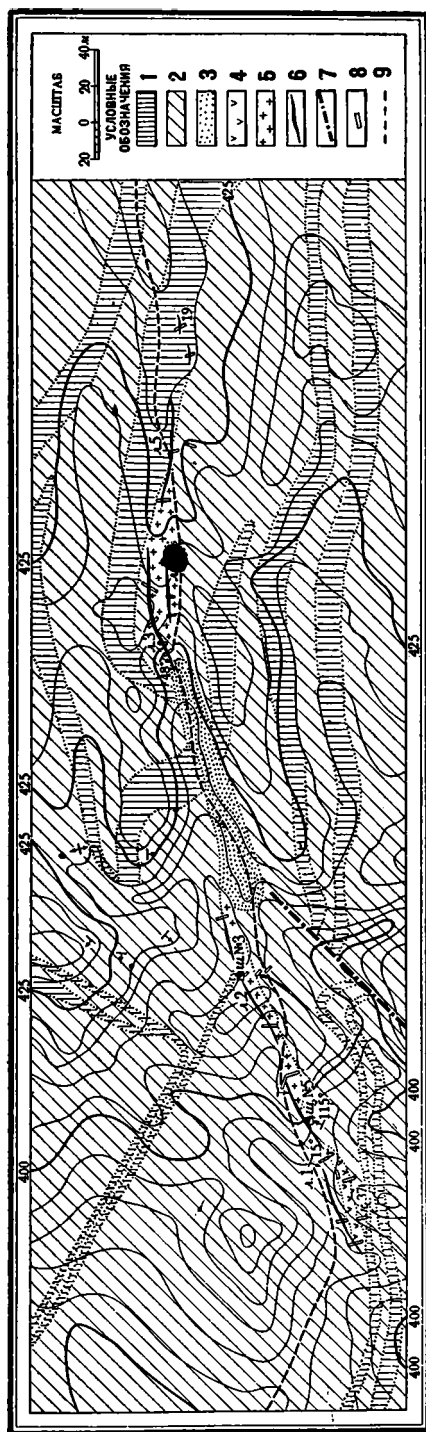
Анализы на медь из месторождения Чильгазы

№ пробы	Место взятия	Опробованная мощность	Cu в %	Примечание
48	Канавы № 21	0,12	0,26	} Кварцевая жила с бурнонитом
81	» 19	0,30	0,38	

4. Месторождение Ак-таш

Месторождение Ак-таш, расположенное в 1.5 км к западу от Чильгазы, замыкает цепь кварцево-рудных жил, связанных с трещиной главного рудного разлома; дальше, к западу от участка Ак-таш встречены лишь более молодые кальцитовые жилы.

В отношении тектоники участок Ак-таш является наиболее сложным в районе: песчано-сланцевая толща здесь интенсивно смята в плюсовые, раздавленные и часто разорванные складки (см. карту IV).



IV. Геологическая карта месторождения Ак-таш (западный участок)

1 — песчанники; 2 — глинистые и песчаные сланцы; 3 — навои; 4 — барит; 5 — зона дробления и окварцевания; 6 — рудные линзы; 7 — линии тектонических нарушений; 8 — каналы; 9 — тропа

По характеру рудных тел месторождение можно разделить на две части: восточную с мелкими линзами в зоне раздробления и западную с мощными кварцево-баритовыми и кварцево-кальцитовыми жилами.

Восточная часть месторождения представляет собой полосу раздробления шириной в 20 м. На ряду с боковыми породами претерпели дробление также и кварцевые жилы, перебитые на куски и брекчированные, что свидетельствует о наличии здесь интенсивных послерудных передвижек. Кварц содержит вкрапленники бурнонита; минерализация местами интенсивная, но не равномерная, причем характерно выклинивание жил книзу.

Западная часть месторождения Ак-таш более интересна, вследствие чрезвычайного разнообразия как рудных, так и жильных минералов. В качестве рудовмещающего минерала здесь, на ряду с кварцем, выступает также барит, который в первые фазы своего образования содержит редкие рудные вкрапленники. Он моложе кварца и цементирует обломки кварцево-рудных жил сетью ветвящихся прожилков; но основным носителем руды, здесь, как и в других участках района, остается кварц в двух генерациях. Самым молодым жильным минералом является кальцит, который почти всегда безруден и только местами, в зальбандах своих жилок, содержит включения мелкозернистого галенита самой поздней генерации.

Рудные минералы представлены галенитом в трех генерациях, бурнонитом, тетраэдритом; в незначительном количестве обнаружены сфалерит и киноварь.

Структура жильного тела очень сложна; здесь мы не имеем симметрично полосчатых жил, характерных для трех описанных выше участков; отдельные минералы концентрируются в самостоятельные жилы, разде-

ленные в своем образовании многочисленными моментами дробления. Мы наблюдаем повторные генерации одних и тех же минералов, пересечение отдельных разновременных жил, брекчирование более старых жил и последующую цементацию их.

Сложные взаимоотношения жильных и рудных минералов показаны на рис. 8, изображающем сечение линзы 1 по канаве 37.

Рудная линза представлена здесь двумя параллельными жилами (1 и 2), в промежутке между которыми вмещающие сланцы пересечены тонкими ветвящимися прожилками кальцита.

Жила 1 в зальбанде лежачего бока содержит серый яшмовидный кварц, обнаруживающий под микроскопом криптокристаллическое сло-

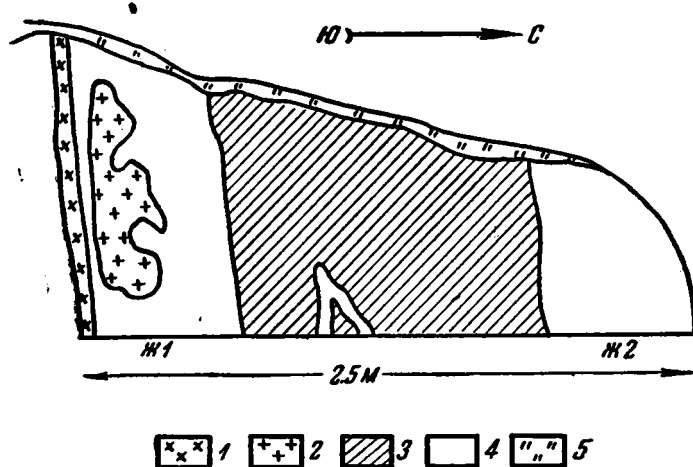


Рис. 8. Сечение баритовой жилы по канаве 37

1 — кварц «I»; 2 — кварц «II»; 3 — сланец; 4 — барит; 5 — наносы

жение; кварц корродируется и разъедается галенитом, который проникает в него по трещинкам в виде неправильных тонких прожилков и, следовательно, моложе его (рис. 2 табл. V).

Кварцевый зальбанд отделен от барита четкой тектонической трещиной, по которой барит и кварц вплотную примыкают друг к другу, причем на пограничной плоскости развиты зеркала скольжения с грубыми, параллельно ориентированными штрихами. Очевидно, жила была пересечена послерудным сбросом по плоскости соприкосновения двух полос, сложенных различными жильными минералами. Плоскость этого сброса строго параллельна зальбандам жилы.

В барите жилы 1 заключены обломки озелененного кварца, который по структуре резко отличается от яшмовидного кварца I зальбанда жилы. Этот кристаллический молочно-белый кварц содержит включения бурнонита. Вспоминая жилы других участков, где возрастные соотношения серого яшмовидного галенитосодержащего кварца I и белого кристаллического кварца с бурнонитом II устанавливаются в непосредственном контакте их друг с другом (ср. Кумыш-таш, Рудный сай), мы можем констатировать, что и здесь имеются две последовательные аналогичные генерации кварца: I—яшмовидного с галенитом в зальбанде жилы и II—кристаллического белого, с бурнонитом в виде обломков в барите. Еще более молодым минералом в жиле 1 является барит, цементирующий обломки бурнонитсодержащего кварца II. Барит этот однородный, плотный, белого цвета; он

содержит мельчайшие зерна галенита II генерации с включением тетраэдрита. Тетраэдрит нигде не образует самостоятельных выделений, но постоянно сопровождает галенит, слагая центральную часть галенитовых зерен. Иногда выделения тетраэдрита достигают величины 1—2 мм и в таком случае они окружены только узкой галенитовой каймой (рис. 1 табл. V). Реакция травления, изотропность и зеленовато-фиолетовый цвет, а также несколько более высокая твердость позволяют отличить под микроскопом тетраэдрит от похожего на него бурнонита.

Галенит II генерации, вмещающий блеклую руду, отличается от галенита I генерации большими размерами зерен, а также условиями своего отложения: его зерна концентрируются преимущественно в пределах тонких полостей в барите, ориентированных параллельно зальбанду жил, причем создается тонкая ритмично-полосчатая структура жилы. На ряду с тетраэдритом и галенитом в барите обнаружены мельчайшие включения киновари.

Ж и л а 2, изображенная в правой части рис. 8, сложена белым плотным баритом с включениями бурнонита. Эта жила, вероятно, образовалась вслед за отложением бурнонитосодержащего кварца 2, но до отложения барита жилы 1, который бурнонита еще не включает. Таким образом мы можем отметить две генерации рудоносного барита. На ряду с раздробленным и деформированным рудоносным баритом большое развитие в жилах Ак-таш имеет плотный безрудный барит III генерации, который выполняет трещины в зоне дробления и цементирует раздробленные рудные участки в одну слитную сложную баритовую линзу, достигающую в раздуже мощности 7 м. Наконец, еще более молодым минералом является кальцит, образующий прожилки между жилами 1 и 2. В зальбандах кальцитовых прожилков содержатся включения самого молодого галенита (III генерации).

Установленная, таким образом, последовательность выделения минералов по линзе 1 участка Ак-таш может быть выражена в следующей схеме:

Момент дробления	I	II	III	IV	V
Галенит					
Бурнонит					
Тетраэдрит					
Кварц					
Барит					
Кальцит					
Киноварь					

Схема I

Как следует из схемы, в линзе 1 мы имеем две последовательных генерации кварца, три генерации барита и три генерации галенита; однако нельзя с уверенностью говорить о двух генерациях бурнонита, так как вполне возможно, что бурнонит отлагался длительно непрерывно с конца кварцевой фазы до фазы баритовой и потому содержится в кварце и в барите. Тетраэдрит встречается только совместно с галенитом II генерации. Наиболее молодой минерал — кальцит — в большинстве случаев



Рис. 1. Шлиф 513
Темносерый — барит, белый — галенит, светлосерый — тетраэдрит. $\times 40$



Рис. 2. Шлиф 521a
Прожилки галенита (белый) в кварце (темносерый). $\times 20$

безруден и лишь местами содержит в зальбандах тонких прожилков выделение мелкозернистого галенита III генерации. Таким образом мы имеем несколько фаз рудообразования, разделенных между собой моментами дробления.

На примере сечения линзы 1 по канаве 37 нами показаны возрастные соотношения жильных и рудных минералов участка Ак-таш. Другие жилы месторождения в основном не противоречат приведенной схеме, хотя и обладают менее сложным минералогическим составом, включая только отдельные минеральные фазы.

Таким образом мы видим, что месторождение Ак-таш является наиболее сложным в районе как по минералогическому составу, так и по структуре жил. Эти особенности участка Ак-таш, повидимому, обусловлены непрерывными передвижками в процессе рудообразования; месторождение создавалось несомненно в течение длительного промежутка времени;

перерывы в отложении, вызванные замыканием трещин, способствовали обособлению отдельных минеральных ассоциаций в самостоятельные разновременные жилы, при этом в связи с колебаниями в составе растворов неоднократно возникали повторные генерации некоторых минералов. Процесс рудообразования начался и замкнулся галенитом, а в промежутке выделились медьсодержащие минералы бурнонит и тетраэдрит.

Вследствие незначительного содержания металлов в руде промышленной ценности жилы Ак-таш не имеют. Опробование шурфа 3, пройденного по обогащенному участку жилы, показало содержание свинца в 1.5% и меди 0.5%, при мощности жилы в 0.7—0.8 м. В других опробованных сечениях (канавы 37, 36 и т. д.) процентное содержание металлов значительно ниже (табл. 4).

Таблица 4

Анализы технических проб с участка Ак-таш—Чильгазы

№ по пор.	№ пробы	Название выработки		Опробованная мощность в м	Pb в %	Cu в %	Примечания
1	55	Канавка	27, Ак-таш .	0.20	—	0.26	Кварцевая жила с бурнонитом
2	57	»	27, » .	2.80	—	0.28	Глинистый сланец с кварцевыми и баритовыми рудоносными прожилками
3	61	»	37, » .	1.6	—	0.1	Глинистый сланец между жилами 1 и 2
4	84	»	36, » .	0.7	—	0.48	Кварцево-баритовая жила с густой вкрапленностью бурнонита и галенита
5	85	»	36, » .	1.55	—	0.02	Брекчированный сланец, минерализованный и пересеченный прожилками барита и кварца
6	87	»	36, » .	0.80	—	2.74	Кварцево-бурнонитовая жила 2
7	88	»	36, » .	1.40	—	1.6	Кварцево-бурнонитовая жила 2
8	95	Расчистка	32, » .	0.95	—	0.18	Кварцево-баритовая жила с бурнонитом
9	202	Канавка	40, » .	0.41	—	0.26	Кварцево-баритовая жила с бурнонитом
10	203	»	40, » .	0.30	—	0.66	Минерализованный песчаник между двумя кварцевыми жилами
11	211	»	23, » .	0.30	—	0.02	Кварцевая жила с медной вельню
12	215	Шурф	3, » .	1.30	0.98	0.54	Кварцевая жила с редкими вкрапленниками бурнонита
13	216	»	3, » .	0.77	1.19	0.62	
14	217	»	3, » .	0.56	0.72	0.32	
15	221	»	3, » .	0.40	3.08	1.22	
16	223	Канавка	12, » .	1.80	—	0.4	

Сравнивая между собой четыре месторождения рудного разлома, следует отметить, что они имеют много общего; так, все они представляют

трещинные жилы выполнения, причем для них характерно резкое преобладание жильных минералов над рудными; последние рассеяны в виде редких вкрапленников в жильном материале.

Форма рудных тел крайне непостоянна; жилы быстро выклиниваются, образуя цепь прерывчатых линз. Весьма часто встречаются сложные, ветвящиеся жилы, переходящие в рудные штокерки. Содержание рудных минералов в жилах также непостоянно. На ряду с маломощными мономинеральными прожилками сливного массивного бурнонита, мы имеем зоны бедной рудной вкрапленности в жильном минерале и боковой породе, которые в свою очередь сменяются пустыми безрудными жилами. Рудные минералы в пределах одной и той же жилы распределяются крайне неправильно; таким образом отдельные рудные участки чередуются с совершенно безрудными пустыми участками жилы, причем последние в общем преобладают.

Особенностью всех описанных рудных точек является развитие сложных сульфоантимонитов свинца и меди. Преобладающими минералами являются джемсонит, галенит, бурнонит, и халькопирит; в подчиненном количестве встречены пирит, сфалерит и тетраэдрит.

Ведущим минералом во всех рудных участках является бурнонит. Другие минералы присутствуют в разных участках в переменном количестве.

Так, участок Кумыш-таш, на ряду с бурнонитом, содержит в значительном количестве галенит, джемсонит и сфалерит, являясь по преимуществу свинцовым месторождением, в то время как мощные жилы Чильгазы характеризуются вкрапленностью халькопирита, содержат меньше бурнонита при полном отсутствии чисто свинцовых минералов и являются преимущественно медным месторождением. Участок Рудный сай отличается относительной простотой минералогического состава и содержит преимущественно мономинеральные бурнонитовые жилки; в противоположность этому, участок Ак-таш содержит почти все рудные минералы района и характеризуется развитием повторных генераций одних и тех же минералов.

Отдельные участки различаются не только по своему минералогическому составу, но и по структуре жильного тела, так, в одних случаях мы имеем относительно простые моносulfидные жилы (Рудный сай), в других случаях — сложные жильные образования, представленные сетью встречающихся и пересекающихся одновременных прожилков (Ак-таш), наконец, в третьем случае получают развитие полосчатые жилы (Кумыш-таш, Чильгазы, жила 4 Рудного сая).

Специфические особенности минералогического состава жилы находятся в прямой зависимости от ее структуры: чем сложнее структура жильного тела, чем большее число дроблений претерпела она в процессе рудообразования, тем сложнее и разнообразнее ее минералогический состав.

Чтобы подойти к вопросу о связи минералогического состава жил с тектоническим режимом отдельных рудных участков, нам необходимо остановиться на некоторых вопросах механизма образования жильных месторождений и, в частности, на причинах образования симметричной полосчатости, крайне распространенной в жилах Лякана.

Полосчатое строение можно наблюдать в участках Рудный сай, Кумыш-таш, Чильгазы.

Здесь полосчатое строение выражается в закономерном изменении минералогического состава жилы по направлению от стенок трещины к середине. В зальбандах жил обычно располагается серый, яшмовидный

кварц, включающий иногда галенит (Рудный сай, Кумыш-таш), затем появляется белый, сахаровидный крупнокристаллический кварц, с которым связано отложение бурнонита и халькопирита. Часто кварцевые полосы заканчиваются друзами прозрачного аметистовидного кварца и, наконец, в центре жилы обычно залегают безрудные карбонаты (Кумыш-таш, Чильгазы).

На ряду с полосчатыми жилами, в Лякане встречаются и простые жилы мономинерального состава.

В современной литературе относительно причин возникновения полосчатости в трещинных жилах существуют две противоположных точки зрения.¹

Сторонники первой точки зрения считают, что рудоотложение совершилось в замкнутом пространстве и обособление полос различного минерального состава определялось степенью пресыщения сложного раствора теми или другими компонентами (61).

Согласно второй гипотезе отложение в жиле происходит из непрерывно обволакивающих восходящих растворов, и полосчатость отражает собой последовательные изменения их состава (14, 43, 55, 66).

В жилах нашего района мы находим убедительные примеры, подтверждающие эту вторую точку зрения. Напомним расщепку 54 участка Кумыш-таш, где кварцево-бурнонитовая жила пересекает жилу яшмовидного кварца с галенитом, являясь в этом случае несомненно более молодой (рис. 1 табл. II). Очевидно, что различный состав разновременных жил здесь можно объяснить только признавая последовательное изменение состава восходящих растворов. Возрастная последовательность различных минеральных фаз, установленная, таким образом, в пересечении разновременных мономинеральных прожилков, совершенно совпадает с последовательностью отложения полос различного минералогического состава в сложной полосчатой жиле. Так, симметрично-полосчатая жила Кумыш-таша, вскрытая шурфом 4, в зальбандах своих содержит полосы яшмовидного кварца с галенитом, которые по направлению к центру жилы сменяются более крупнозернистым кварцем с халькопиритом и бурнонитом.

Галенитовая и бурнонитовая фазы здесь не связаны постепенными переходами и не соприкасаются друг с другом, так как их разобщает тонкая полоса безрудного кварца. Следуя Бергу, мы можем сказать, что полосчатость в жиле Кумыш-таша возникла из-за изменения состава раствора в процессе открывания жильной трещины. Скорость открывания жильной трещины здесь в некоторые моменты, повидимому, превышала скорость заполнения ее жильным материалом, о чем свидетельствует наличие друз кварца, которые отлагались в пустотах и открытых полостях жильной трещины.

Восстанавливая мысленно историю образования жилы, мы можем нарисовать себе следующую картину: первым из раствора начал отлагаться кварц, сначала серый, яшмовидный, причем кринокристаллическое сложение его определялось быстрой кристаллизацией из раствора, пересыщенного кремнеземом в контакте с холодными стенками силикатных пород.

¹ Мы не касаемся здесь точки зрения Сперра, который объясняет полосчатость кристаллизационной дифференциацией рудной магмы, а также оставляем в стороне вопрос о полосчатости замещения, которой мы в жилах Лякана не наблюдаем.

В пределах фазы яшмовидного кварца мы устанавливаем такую последовательность выделения рудных минералов: первым выделился сфалерит, затем джемсонит; галенит обычно является более молодым, так как он замещает зерна этих первых двух минералов.

За выделением минералов фазы яшмовидного кварца следует перерыв в рудоотложении. В это время происходит замыкание трещины и повторные передвижки находят свое разрешение либо в образовании новых секущих трещин (канава 54, см. табл. II, рис. 1), либо в омоложении старых; в частном случае омоложение проходит по центру старой трещины и при этом возникают симметрично полосчатые жилы (шурф 4, см. табл. II, рис. 2); изменившиеся к этому времени растворы отлагают в центре жилы новые минеральные ассоциации, в данном случае белый кристаллический кварц и медные минералы — бурнонит и халькопирит. Полосы кристаллического кварца заканчиваются друзами прозрачного аметистовидного кварца, которые, как уже было отмечено, свидетельствуют о наличии пустот в трещине в момент ее заполнения; после этого отложился безрудный кристаллический кальцит, выполняющий центр жильной трещины. Полосчатая жила Кумыш-таш, таким образом, отражает все изменения в составе рудных растворов и включает все последовательные минеральные фазы; жилы других участков содержат меньшее количество минеральных полос и соответственно имели, повидимому, более кратковременное существование. Так, для жил Рудного сая полосчатость в общем не столь типична: большинство его жил содержит одну фазу — кварцево-бурнонитовую, и только в зальбанде лежащего бока жилы 4 мы имеем полосу яшмовидного кварца с галенитом. Халькопирит и карбонаты в Рудном сая не встречены.

В противоположность этому в месторождении Чильгазы карбонаты являются преобладающими минералами, а в кварцевых зальбандах жилы халькопирит преобладает над бурнонитом, в то время как более ранние минералы галенитовой фазы совсем не встречены.

Таким образом жилы Чильгазы содержат наиболее молодые минералы и, вероятно, они образовались позже жил Рудного сая, ближе к концу процесса рудообразования.

Можно думать, что в месторождениях Рудный сай и Чильгазы зафиксированы крайние стадии процесса, в то время как полосчатая жила Кумыш-таш, сформированная, очевидно, в течение более продолжительного промежутка времени, содержит все последовательно сменяющие друг друга минеральные фазы.

Схема последовательности образования отдельных рудных жил

Рудные фазы	Серый яшмовидный кварц + галенит	Кварц, бурнонит, халькопирит	Карбонаты
Рудный сай			
Чильгазы			
Кумыш-таш			

Итак, разные участки включают различные фазы рудообразования. Очевидно, минералогический состав каждого месторождения определялся

характером раствора в момент открытия жильной трещины. Время и скорость раскрытия трещины, скорость ее заполнения жильным материалом, в свою очередь, определялись тектоническим режимом данного участка. Подобная зависимость минералогического состава отдельных жил от степени проявления в них тех или других фаз процесса минерализации устанавливается в ряде месторождений (32, 42).

Особо сложным в отношении жильной тектоники представляется нам участок Ак-таш. Там скорость заполнения трещины минералами, повидимому, была больше, чем скорость их раздвигания. Поэтому жилы быстро закупоривались, и новые геодинамические напряжения разрешались в образовании новых секущих трещин, которые заполнялись часто уже иными минералами.

Участок Ак-таш, таким образом, претерпел многократное дробление в процессе рудообразования, причем в перерывы между отдельными моментами дробления состав восходящего раствора менялся, и каждая следующая фаза рудообразования по составу отлагающихся минералов существенно отличалась от предыдущей. Именно этими особенностями тектонического режима и определяется разнообразие минералов и жильных структур участка Ак-таш, отличающее его от других месторождений рудного разлома.

Таким образом мы объясняем, пользуясь цитированной выше работой Берга, специфические особенности отдельных рудных участков нашего района. Повидимому, в основном образование жил совершалось в согласии с Бергом из растворов, непрерывно поступающих и обновляющихся в составе. Но это отнюдь не исключает в отдельных случаях возможности рудоотложения и в замкнутых трещинах (по Шаулю). Так, образование ритмичнополосчатой баритово-галенитовой жилы Ак-таш проще всего объясняется предположением о кристаллизации из стоячего замкнутого раствора путем пульсирующего отложения из геля, или посредством фракционной кристаллизации. Но можно сомневаться, что подобные условия преобладают в процессе жильного образования, как это предполагает Шауль, уделяющий процессу фракционной кристаллизации главное место в своей детальной классификации причин возникновения полосчатых жил.

Таким образом, придерживаясь в основном точки зрения Берга, мы позволяем себе для объяснения отдельных моментов рудообразования привлечь и теорию Шауля. Хотя эти теории и исходят из прямо противоположных предпосылок, они не являются непримиримыми по существу: каждый из авторов детально развивает одну сторону процесса, придавая только ей универсальное значение. Повидимому, в природе возможны оба процесса: в отдельных случаях жилы могут образоваться и по Шаулю из замкнутого стоячего раствора; но судя по нашим наблюдениям, в Ляканском районе мы имеем дело, главным образом, с отложением минералов из растворов, движущихся по трещине и обновляющихся в составе.

Однако и в движущихся растворах несомненно имеют место явления, о которых говорит Шауль. Так, большое значение имеет момент степени «пересыщения» раствора теми или другими компонентами в каждый данный момент рудоотложения. Концентрация раствора, наряду с температурой и давлением, определяет в пределах каждой фазы минералообразование как последовательность выделения отдельных минералов, так и текстуру руды.

Таким образом мы видим, что характер жилы определяется, с одной стороны, составом раствора, с другой — тектоническим режимом данного участка, т. е. временем открытия трещины, длительностью ее существования, которые в свою очередь зависят от быстроты раздвигания стенок пород.

Сложность тектонических условий, определяющих собой режим жильных трещин, так велика, что процессы образования рудных жил не могут быть однотипными, и, хотя изложенные нами способы возможного образования полосчатых жил, повидимому, довольно распространены, однако, ими, по всей вероятности, далеко не исчерпывается все разнообразие процессов, имеющих место в природе.

Обсуждение фактического материала, изложенного при описании рудного разлома, мы относим к заключительной части работы, но прежде чем закончить фактическую часть, мы приведем описание двух месторождений, расположенных в стороне от рудного разлома — месторождения замещения Кизыл-бель в песчаниках и Эски-кан в известняках.

5. Месторождение Кизыл-бель

Рудные тела месторождения Кизыл-бель приурочены к пласту бурого железистого песчаника мощностью в 50—100 м, пересекающего водораздельный гребень гряды Гузан к северу от мечети Кизыл-рабат. В песчаниках на протяжении 3 км встречаются многочисленные, но мелкие древние выработки и отвалы.

Х а р а к т е р р у д н ы х т е л. Древние рудокопы проводили работу крайне примитивно: они начисто выбирали оруденелую часть и сводили к минимуму проходку по пустой породе. Таким образом контуры выработок помогают нам составить примерное представление о форме и размерах выработанных рудных тел.

Местами выработка пройдена в виде тонкой щели, в которую едва может пролезть взрослый человек. Очевидно, что в этом случае, древние рудокопы преследовали тонкую жилу или маломощную рудную зону импреньяции в песчанике. Иногда встречаются длинные, трубообразные ходы с изометричным поперечным сечением, в которые можно проникнуть только ползком. Так как признаков оруденения ни в стенках, ни в почве и кровле в ряде таких выработок не обнаружено, то можно предположить, что здесь объектом добычи являлось небольшое рудное тело гнездообразной формы. О характере руды в таких случаях можно судить только по образцам из отвала, полумесяцем окаймляющего устье выработок. Если сопоставить обычно значительную кубатуру отвалов с небольшими размерами выработок, редко превышающими 10—15 м, то можно заключить, что выработанная руда не отличалась высоким содержанием металла и большая часть ее шла в отвал. Отдельные целики руды и остатки в забое также показывают, что мы имеем дело преимущественно с низкопроцентными зонами вкрапленности.

На протяжении 3 км нами зарегистрировано около 200 таких мелких выработок; почти все они приурочены к железистому песчанику и только одиночные закопашки обнаружены в подстилающих его сланцах и покрывающих конгломератах.

Наибольшее количество выработок группируется в двух участках: группа восточная и западная (см. карту 1).

Выработки сосредоточены в участках наибольшего оруденения. В ряде случаев можно установить, что их скопления приуро-

чены к зонам дробления и мелким местным тектоническим передвижкам: сбросам и сдвигам. Однако местами выработки расположены без видимой связи с тектоническими трещинами, и рудная импренция распространяется от мелких трещин кливажа межпластовых швов; иногда руда избирательно замещает отдельные горизонты песчаника (выработка 0.76). Месторождение вскрыто эрозией на глубину 400 м, и на этом протяжении остается неизменным характер рудных тел. Как на водоразделе, так и в основании разреза мы встречаем мелкие рудные линзы и гнезда, причем, повидимому, преимущественное развитие всюду имеют низкопроцентные вкрапленные руды.

Минералогический состав. В отличие от месторождений сложных сульфoантимонитов главного рудного разлома, свинцовое оруденение песчаников Кизыл-бель характерно относительной простотой минералогического состава руд. Ведущим рудным минералом является мелкозернистый галенит, который сопровождается незначительными количествами жильных минералов: доломита, реже кальцита, анкерита, сидерита и только местами кварца.

Карбонаты, особенно доломит, часто идиоморфны по отношению к руде. В ничтожном количестве встречены мелкие зерна сфалерита.

Несколько отлична по составу руда из группы восточных выработок, где наряду с галенитом появляется также бурнонит. Возрастные соотношения этих двух минералов в шлифе не установлены (рис. 4 табл. VII).

Генезис месторождения. Большой интерес представляет вопрос о генезисе свинцового месторождения Кизыл-бель и о причинах локализации оруденения в пределах тонкого пласта песчаника. Хотя подобного типа месторождения, приуроченные к определенным стратиграфическим горизонтам, и известны в литературе, однако относительно их происхождения существуют разные точки зрения.

Отмечено, что свинцовые и медные вкрапленные руды в Западной Европе концентрируются преимущественно в соленосных слоях пермского и триасового возраста, которые отлагались в условиях чрезвычайно сухого климата, определявшего интенсивную эрозию и накопление мощных толщ кластического материала. Таковы свинцово-цинковые месторождения в грубозернистых конгломератах Gard St. Sebastian d'argrefeuille во Франции (44). К подобному же типу относятся месторождения Комерн и Мечерних в соленосных пестроцветных песчаниках формации Buntsand Stein в Пруссии.

Преимущественная связь этих вкрапленных эпигенетических месторождений с породами пермо-триасового возраста заставляла геологов искать первопричину оруденения в характере самих вмещающих песчаников и считать, что месторождения были образованы нисходящими водными растворами, минерализованными в результате выщелачивания металлов из окружающих осадочных пород. Даже один из наиболее активных защитников гидротермальной теории В. Линдгрэн допускает возможность такого «метеорного» образования месторождений типа Комерн и Мечерних, основываясь на отсутствии видимой связи их с изверженными породами и глубокими тектоническими трещинами (43). Однако мы знаем, что большее количество месторождений, которым ранее приписывали метеорное происхождение, в силу отсутствия непосредственной связи их с изверженными породами, оказываются, согласно новейшим данным, гидротермальными. Таковы знаменитые месторождения замещения в известняках типа Миссисипи-Миссури, гидротермальное происхождение которых с несом-

ЗАРИСОВКИ ДРЕВНИХ ВЫРАБОТОК МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИЗЫЛ-БЕЛЬ

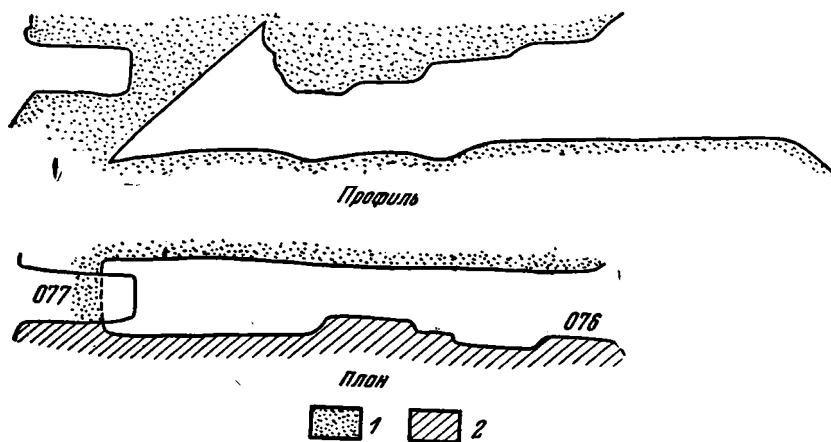


Рис. 1. Выработка 076, пройденная по пластовой зоне галенитовой вкрапленности в песчаниках по контакту с конгломератом. Масштаб 1:150

1 — песчаник; 2 — конгломерат

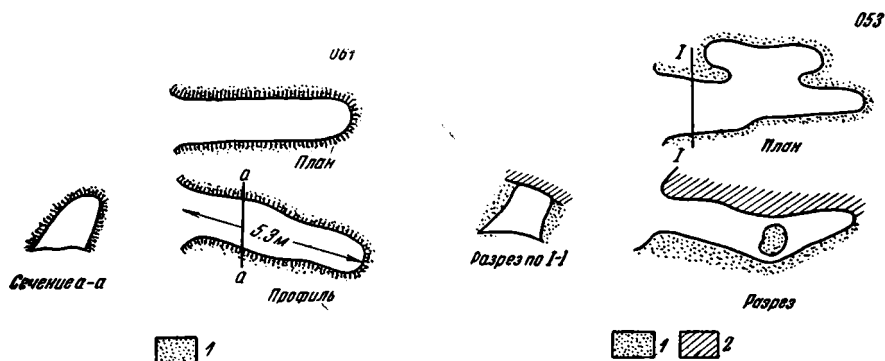


Рис. 2—3. Формы и размеры древних выработок, наиболее типичных для месторождения. Масштаб 1:125

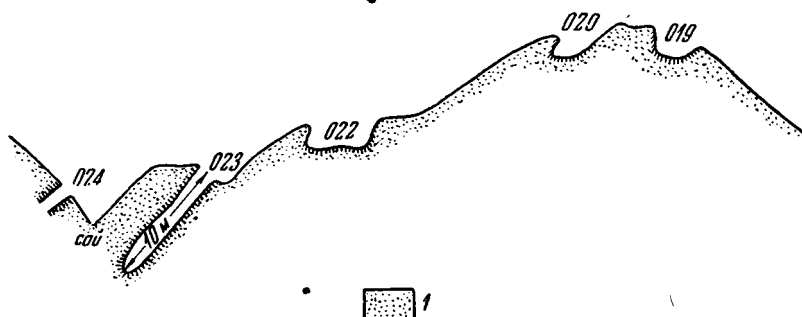


Рис. 4. Схематический разрез по линии выработок 019—024. Разрез показывает приуроченность выработок к определенному пропластку в песчанике. Масштаб 1:350

ненностью доказано последними работами Ньюхауза (58). Подобного рода месторождения, не показывающие прямой зависимости от изверженных пород, объединены Грейтоном (48) в группу «телетермальных» месторождений, образованных слабыми восходящими растворами, удаленными от своего магматического очага. Таким образом отсутствие в районе данного месторождения изверженных пород еще вовсе не доказывает поверхностного источника оруденения. Что же касается до эпигенетических месторождений в песчаниках, то еще в 1911 г. К. И. Богданович (см. Рудные месторождения) допускал возможность их гидротермального происхождения. Преимущественное распространение в Западной Европе таких месторождений в породах триасового возраста Богданович приписывал особому характеру триасовых толщ, богатых горизонтами пористых песчаников, благоприятных для проникновения растворов и отложения руды; Бейшлаг, Круш и Фогт (44) также относят месторождения типа Комерн и Мечерних к ряду гидротермальных.

Возвращаясь к нашим месторождениям, следует сказать, что в отношении генезиса свинцового оруденения песчаника Кизыл-бель, крайне похожего на месторождение типа Комерн, у нас не существует сомнений, и можно считать установленным гидротермальное происхождение рудных тел. В пользу гидротермального характера месторождения говорит наличие сульфоантимонитов свинца и меди, генетически сближающих оруденение в песчаниках Кизыл-бель со сложной, несомненно гидротермальной минерализацией Главного рудного разлома. Отличие минералогического состава месторождения Кизыл-бель от других месторождений района, повидимому, определяется более низкой температурой его образования. Так, для него типичны наиболее молодые минералы жил Главного рудного разлома — мелкозернистый галенит III генерации, сопровождаемый карбонатами, в то время как характерные для Рудного разлома сульфантимониты встречены в незначительном количестве.

О более низкой температуре оруденения в песчаниках Кизыл-бель говорит также и характер изменения боковых пород: здесь преимущественно выражены явления карбонатизации и каолинизации, в то время как серитизация, характерная для жил Главного разлома, почти отсутствует.

Таким образом можно считать установленным, что оруденение в песчаниках Кизыл-бель генетически связано с другими гидротермальными месторождениями района, представляя собой наиболее низкотемпературную фазу единого гидротермального процесса.

Причина избирательной концентрации руды в пределах тонкого стратиграфического горизонта остается неясной. Вероятно, определяющим моментом в первую очередь являлись механические свойства породы; так, рудовмещающий песчаник, ограниченный со стороны висячего бока плотными сливными конгломератами, а со стороны лежачего бока глинистыми сланцами, повидимому, явился проницаемой средой для фильтрации восходящих растворов. С другой стороны, слегка известковистый цемент песчаника послужил благоприятным материалом для замещения.

Свинцовые месторождения Кизыл-бель в настоящее время промышленной ценности не имеют. Отсутствие видимых закономерностей в распределении мелких рудных тел затрудняет их поиски и разведки на глубине. В связи с этим эксплуатировать небольшие рудные гнезда было бы целесообразно только при условии постановки широких открытых работ с извлечением всего объема рудовмещающего песчаника при последующем его механическом обогащении. Однако рудные линзы составляют

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕСТОРОЖДЕНИИ КИЗЫЛ-БЕЛЬ

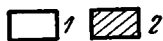
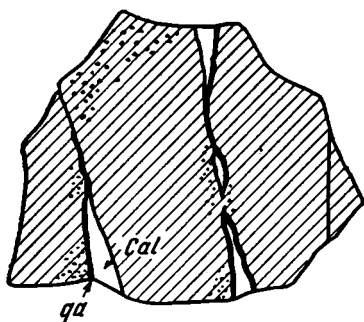


Рис. 1. Нат. вел.

Галениновые оторочки (черные) в зальбандах кальцитовых прожилков (1) в песчаниках (2). Точками показана галениновая вкрапленность в песчанике

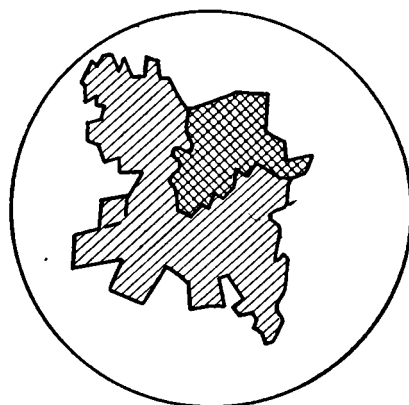


Рис. 2. Шлиф 418. $\times 50$. Идиоморфные очертания карбонатов и сфалерита по отношению к галениту

1 — Карбонаты, 2 — сфалерит, 3 — галенит

Рис. 3. $\times 20$

Буринит (светлосерый) и галенит (белый)

очень незначительную часть пласта и содержат лишь редкую вкрапленность сульфидов; таким образом количество металла, отнесенное ко всему объему породы, даже в наиболее оруденелых участках окажется слишком ничтожным, порядка десятых и сотых долей процента, а эти цифры во много раз меньше минимального процентного содержания, допускаемого в настоящее время при эксплуатации низкопроцентных рассеянных свинцовых руд.

6. Месторождение Эски-кан

Древние выработки Эски-кан находятся в известняке среднего палеозоя на расстоянии 700 м к западу от оруденелых песчаников Кызыл-белъ. Всего в месторождении обнаружено три небольших выработки раз-

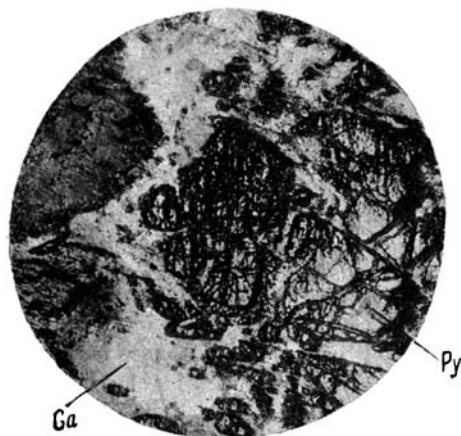


Рис. 9. Раздробленный пирит, сцементированный галенитом. $\times 20$

мерами до 10 м и менее. Выработки расположены одна над другой на трех горизонтах и распространяются по пластам известняка в стороны от небольшого сброса, амплитуда в $1\frac{1}{2}$ м. Руда в забое не обнаружена. Одиночные мелкие включения галенита в известняке сохранились у устья выработки II горизонта. Судя по образцам отвала, можно заключить, что главным рудным минералом здесь является свинцовый блеск, мелкозернистый в виде включений в известняке и крупнокристаллический в сплошных прожилках, которые достигали мощности 1 см. На ряду с галенитом присутствует пирит, который выделился раньше галенита, в начале процесса рудообразования.

На рис. 9 видно, как раздробленные пиритовые зерна цементируются более молодым галенитом. Таким образом отложение этих минералов разделено моментом дробления. Других первичных минералов не обнаружено. В качестве окисленных минералов присутствуют лимонит, англезит и церуссит; последний местами переотложен в виде тонких прожилков в известняке, мощностью в 1—2 мм.

Судя по большой кубатуре отвала при относительно мелких размерах выработок, можем заключить о низкой концентрации металлов в руде; по всей вероятности, мы имеем здесь зоны бедной рудной вкрапленности в известняках.

Избирательная приуроченность руды к определенным пропласткам обусловлена, вероятно, особым петрографическим составом замещаемых горизонтов. Известняк, не подверженный замещению, имеет темносерый цвет; под микроскопом он представлен неравномернозернистым агрегатом карбонатных зерен 0.1—0.3 мм в поперечнике; характерно для него обилие глинистых частиц.

Рудовмещающие пропластки отличны по внешнему виду от окружающих серых известняков; они представляют собой зеленоватую плотную тонкослоистую породу; под микроскопом видно, что она содержит остроугольные обломки кварца величиной до 0.5 мм, количество которых достигает 5—10%; остальное поле шлифа выполнено неравномернозерни-

стым агрегатом карбонатных зерен, причем местами наблюдаются явления перекристаллизации известняка, связанные, вероятно, с действием гидротермальных рудоносных растворов.

Образцы, содержащие тонкую рудную вкрапленность, на ряду с перекристаллизацией карбонатов показывают и химическое изменение известняка, выраженное явлениями хлоритизации и оталькования. Но в общем процессы изменения известняков в связи с рудоотложением проявляются крайне слабо, что так же, как и мелкие размеры рудных тел, свидетельствует о малой активности рудоносных растворов.

Помимо выработок Эски-кан встречены одиночные мелкие выработки и в других участках среднепалеозойского известняка, но все эти рудные точки так же, как и месторождение Эски-кан, промышленного значения не имеют.

ГЛАВА IV

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Особенностью минералогического состава Ляканских рудных месторождений является развитие разнообразных сульфoантимонитов свинца и меди: бурнонита, джемсонита и тетраэдрита, которые сопровождаются простыми сульфидами — галенитом (три генерации), сфалеритом и халькопиритом; в незначительном количестве встречен пирит. Жильными минералами являются: кварц, барит и различные карбонаты.

1. Жильные минералы

Основная часть руды в Ляканских месторождениях связана с кварцем и в незначительной степени с баритом, в то время как карбонаты большей частью являются безрудными; иногда они сопровождаются самым молодым галенитом (III генерации).

К в а р ц. В жилах Лякана встречаются две генерации кварца.

Вначале выделяется обычно яшмовидный серый кварц, который под микроскопом обнаруживает скрытокристаллическое сложение и представляет собой агрегат мельчайших, слабодействующих на поляризованный свет зерен. Часто этот серый кварц замещает обломки песчаника или известняка, а иногда выполняет зальбанды кварцевых жил; при этом он цементирует окварцованные обломки песчаника и является несколько более молодым, чем кварц, замещающий брекчию боковых пород; отлагаясь в зальбандах рудных жил, он обычно сопровождается галенитом I генерации и его спутниками сфалеритом и джемсонитом; в большинстве случаев он непосредственно переходит в белый сахаровидный кварц II генерации с бурнонитом, а местами с халькопиритом, слагающий центр кварцевых рудоносных жил.

Кварц II генерации цементирует как силифицированную брекчию боковых пород, так и обломки серого яшмовидного кварца. Он неравномерно зернист, чаще крупнокристаллический и повсеместно образует друзовые и кокардовые структуры; особенно большое развитие эти структуры получают в мощных кварцево-карбонатных жилах Чильгазы, где друзами кварца окружаются крупные обломки песчаника размерами до 1—2 м и более. Иногда, на ряду с брекчией вмещающих пород, в кварце II заключены обломки яшмовидного кварца I генерации. Согласно Адамсу, дробление ранее выделившихся кристаллов кварца связано с неравномерностью давления, которая имеет место большей частью в об-

ластях небольшой нагрузки, т. е. на незначительных расстояниях от поверхности. Неглубокое залегание Ляканских жил подтверждается и отмеченным выше развитием кокардовых и друзовых структур, характеризующих собой образования в пустоте.

Согласуются с представлением о незначительной глубине Ляканских жил также и данные микроскопического изучения. Так, под микроскопом кварц показывает крайнее непостоянство структур, меняющихся на небольшом расстоянии, иногда в пределах площади одного шлифа. Очень часто кристаллы призматического гребенчатого кварца размерами до 3 мм распространяются по радиусам от некоторого центра кристаллизации, сложенного агрегатами мелкозернистого ангедрального кварца. Призматические кристаллы в друзах подчас имеют суженное основание и, расширяясь по мере роста, взаимоскривляют поверхности соприкосновения друг с другом, вытесняя часть своих соседей. Характерно для Ляканских жил чрезвычайное развитие аномальных кварцев — перистых и фламбоидальных, которые свидетельствуют, по Адамсу, об образовании жил на незначительной глубине (табл. VIII).

Б а р и т. Следующим в процессе выделения является белый, плотный, мелкокристаллический барит, имеющий преимущественное развитие на участке Ак-таш, где он составляет мощные жилы (до 7 м в раздуве), цементируя брекчию песчаника, а также оруденелые обломки кварца I и II генерации. Барит обычно безруден, но местами он содержит мелкие включения галенита и тетраэдрита, зерна которых располагаются струйчатыми линиями, создавая параллельнополосчатую структуру.

В незначительном количестве в баритовых жилах участка Ак-таш присутствует бурнонит. Кроме месторождения Ак-таш баритовые жилы встречены во втором, считая с юга, сае, впадающем в речку Ачик-су (Кузьмин сай). Здесь с баритом связано выделение галенита, а также в незначительном количестве сфалерита, джемсонита и бурнонита. В других рудных участках барит не обнаружен.

К а р б о н а т ы (к а л ь ц и т, а н к е р и т, м а р г а н ц е в ы й к а р б о н а т). Карбонаты в Лякане моложе других жильных минералов — кварца и барита. Местами они следуют за кварцем без перерыва в отложении. Так, в месторождении Кумыш-таш крупнокристаллический безрудный кальцит выполняет центр симметрично-полосчатой рудной жилы, залегая на друзах прозрачного горного хрусталя. Аналогичную картину мы имеем в месторождении Чильгазы, где безрудные карбонаты выполняют мощные (до 15 м в раздуве) жилы, зальбанды которых составляет кварц с медной минерализацией. Здесь, наряду с кальцитом, имеют развитие марганцовистые карбонаты.

В отличие от месторождений Кумыш-таш и Чильгазы, где карбонаты следуют за кварцем без видимого перерыва, в жилах участка Ак-таш периоды образования кварца и кальцита разделены моментом интенсивного дробления. Здесь неправильные ветвящиеся прожилки безрудного кальцита пересекают кварцево-баритовую рудную жилу, цементируя брекчию слагающих ее минералов.

Как уже было отмечено, в главной массе своей карбонаты являются безрудными, но местами с ними связан галенит III генерации, а в участке Кизыл-бель также обнаружен в незначительном количестве бурнонит. Встречен бурнонит также на границе кварца с кальцитом и в жилах Чильгазы, где зерна его отлагаются на поверхности кварцевой друзы и покрываются в свою очередь безрудным кальцитом (см. табл. IV, рис. 1, 2).

СТРУКТУРЫ КВАРЦА

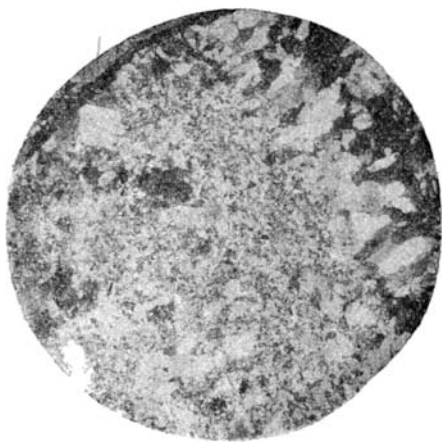


Рис. 1. Неравнозернистый агрегат. $\times 20$. Ник. +



Рис. 2. Фламбоидальные кристаллы. $\times 40$. Ник. +



Рис. 3. Перистые и фламбоидальные кристаллы. $\times 40$. Ник. +



Рис. 4. Радиально-лучистый агрегат. $\times 40$. Ник. +

2. Рудные минералы

Рудообразование в Лякане начинается с выделения галенита и сопровождающих его сфалерита и джемсонита; несколько позднее, не перекрывая минералов первой фазы, выделяются бурнонит и халькопирит. Эти медные минералы отделены от свинцовых тонкой полосой безрудного кварца. Завершается процесс рудообразования снова выделением галенита.

Г а л е н и т. Галенит присутствует почти во всех месторождениях. Не обнаружен он только в медных жилах Чильгазы. Установлены три последовательных генерации галенита, отличные между собой как по структуре, так и по характеру сопровождающих минералов (жильных и рудных).

Галенит I генерации — среднезернистый, постоянно начинается собой процесс рудоотложения. Он всегда встречается в сопровождении серого яшмовидного кварца, слагающего зальбанды полосчатых рудных жил. Иногда с галенитом I генерации связано выделение джемсонита и не больших количеств сфалерита. Галенит ксеноморфен по отношению к этим двум минералам, он образует сплошные поля, сложенные агрегатом ангедральных зерен. Местами встречаются хорошо образованные зональные кристаллы его, причем особенно отчетливо выявляется зональное строение кристаллов при замещении их окисленными минералами. Включений других рудных минералов в галените I генерации не обнаружено.

Галенит I генерации имеет наибольшее развитие в месторождении Кумыш-таш; в незначительном количестве присутствует он на участках Рудный сай и Ак-таш.

Галенит II генерации встречен только в баритовой жиле Ак-таш, где он неизменно сопровождается включениями тетраэдрита. Галенито-тетраэдритовые включения образуют тончайшую вкрапленность в барите, причем рудные зерна располагаются в барите в пределах тонких полос параллельных зальбандам жилы, создавая тонкую ритмично-полосчатую структуру отложения. Размеры зерен галенита колеблются от одного до сотых долей миллиметра.

Галенит III генерации замыкает собой процесс рудообразования. Он постоянно ассоциируется с карбонатами, отлагаясь иногда в зальбандах кальцитовых прожилков. Включений других рудных минералов в нем почти не встречено. Характерна чрезвычайная тонкозернистость его агрегатов.

Наибольшее развитие галенит III генерации имеет на участке Кизыл-бель; в некотором количестве встречен он в месторождениях Ак-таш и Кумыш-таш.

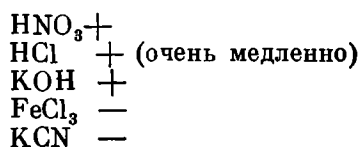
С ф а л е р и т. Сфалерит является постоянным спутником галенита. Он нигде не образует значительных концентраций, но в небольшом количестве постоянно сопровождает галенит, часто слагая зальбанды галенитовых прожилков; зерна его почти всегда обладают резко выраженным идиоморфизмом по отношению к ассоциирующим с ним галениту и джемсониту; очевидно он выделился раньше этих двух минералов.

Сфалерит в рудных жилах Лякана обладает медово-бурным цветом, что позволяет относить его к слабо железистым разновидностям, характерным для месторождений, образованных при относительно низкой температуре. Встречен в участках Кумыш-таш и в незначительном количестве — в месторождении Кизыл-бель.

Д ж е м с о н и т. Джемсонит, так же как сфалерит, в незначительных количествах сопровождает галенит I генерации. В штуфе он выделяется

своим матовым, несколько шелковистым блеском. В полированных шлифах он легко выявляется среди вмещающего его галенита после протравливания FeCl_3 . Это минерал средней твердости, галено-белого цвета с ясно выраженной анизотропностью. При свете вольтовой дуги в скрещенных николях появляются цвета интерференции, меняющиеся от голубовато-зеленого до нежнорозового.

Джемсонит из Ляканских жил имеет следующие реакции травления



Микрохимически устанавливается присутствие Pb, и Sb в то время как Cu отсутствует. Положительная реакция с KOH позволяет нам заключить, что минерал является именно джемсонитом, а не похожим на него буланжеритом, который обычно этим реактивом не травится.

Джемсонит в жилах выделяется после сфалерита, окружая его идиоморфные кристаллы, но он явно моложе галенита, который разъедает джемсонитовые зерна, замещая их. При замещении джемсонита галенитом и прожилками окисленных минералов выявляется его игольчатая параллельно-волоконистая структура. Преимущественное развитие имеет в месторождении Кумыш-таш. Встречен в баритовой жиле месторождения Кузьмин сай.

Тетраэдрит. Тетраэдрит образует неправильные включения в зернах галенита II генерации баритовых жил участка Ак-таш. Он имеет гладкую поверхность полировки, зеленовато-фиолетовый цвет и не чертится медной иглой. Поляризованный свет на него не действует. Эти свойства, а также реакции травления отличают тетраэдрит от похожего на него бурнонита. Стандартные реактивы на тетраэдрит не действуют; отрицательную реакцию получаем также при протравлении его азолитмином.

Бурнонит. Рудный минерал, определенный мною как бурнонит, имеет следующие физические свойства: цвет стальнo-серый, блеск металлический; твердость 3.5; цвет черты темносерый; с поверхности минерал быстро покрывается матовой пленкой окисленных образований. В хороших кристаллах нигде не встречен, образует либо сливные массивные прожилки, либо ангедральные вкрапленники в жильной породе, чаще в кварце, реже в барите. В образцах бурнонита наблюдается отдельность, по которой минерал расщепляется на ряд тонких пластин.

Химический состав бурнонита из Рудного сая. Для установления химического состава ляканского бурнонита было проделано 2 анализа.

Материал для I анализа отобран из вкрапленников в кварцевой жиле 4; образец для II анализа взят из мономинеральной рудной жилы 1 в шурфе 1. Под микроскопом было установлено тождество этих двух минералов, подлежащих анализу. Одновременно детальным микроскопическим изучением было доказано, что других сульфидных минералов исследуемые образцы не содержат, но зато весьма обильны примеси окисленных вторичных минералов, которые тончайшей сеткой покрывают рудный минерал, образуя пегельчатую структуру замещения. Освободиться от этих вторичных минералов, даже при самой тщательной отборке материала, не удалось, и поэтому необходимо учитывать их влияние на результат анализа. Среди вторичных минералов преобладают PbCO_3 , PbSO_4 , а также

окислы сурьмы и свинца, медные окисленные соединения малахит и азурит присутствуют в меньшем количестве. Окисленные минералы составляют около 15% площади шлифа.

Ниже приведены результаты анализов ляканских бурнонитов, сопоставленные с анализом бурнонита из Тасмании и теоретическим составом бурнонита.

I. Анализ (Е. Радкевич) образца из жилы 4.

II. Анализ (Н. В. Лазарева, химическая лаборатория ЛИГЕМ) образца из жилы 1.

III. Анализ (Петтерда) образца бурнонита из Тасмании (Doelter, B. IV, S. 19).

IV. Теоретический состав бурнонита.

	I	II	III	IV
Кварц	1.17	0.83	—	—
Pb	39.79	41.08	42.39	42.54
Cu	13.40	11.77	11.93	13.04
Fe	0.89	0.75	1.97	—
Sb	23.72	26.49	28.68	24.65
S	неопред.	13.75	13.62	19.77
		94.67%	98.59%	100.00%

Сопоставление анализов I и II показывает, что проанализированные образцы представляют один и тот же минерал, что подтверждается также и сравнением их под микроскопом. Отклонения в отдельных цифрах определяются, с одной стороны, разной степенью засоренности образцов окисленными минералами, с другой — особенностями методик разложения минерала. Образец I разлагался методом хлорирования, и его анализ дает представление о количестве металлов в сульфидной части навески, в то время как образец II был разложен в азотной кислоте, и, следовательно, данные анализа отражают валовое содержание металлов в нем.

Сравнивая результаты I и II анализов с химическим составом известных сульфеоантимонитов Pb и Cu, можно сказать, что ближе всего наш минерал подходит к бурнониту, хотя отдельные цифры анализов и показывают некоторые отклонения от теоретической формулы этого минерала. Особенно уклоняется от теоретического состава количество серы и сурьмы во II анализе (в I анализе сера не определялась). Мы считаем возможным объяснить эти уклонения влиянием примесей окисленных минералов. Как уже было отмечено, при окислении бурнонита обычно повышается относительное количество малорастворимых окисленных соединений Pb и Sb за счет потери меди и, главным образом, серы. Кстати сказать, отдельные анализы заведомых бурнонитов, приведенные у Дольтера, совпадают с нашими анализами (см. III анализ бурнонита из Тасмании). Для проверки мы произвели сравнение рентгеновских снимков нашего минерала и заведомого бурнонита из Гарца. Съемка обоих образцов производилась методом Дебая и Шеррера.

Сравнение полученных дебайегграмм показывает полное тождество структур исследуемых образцов (результаты промеров см. в табл. 4).

Сопоставление дебайегрaмм бурнонитов Лякана и Гарца
(интенсивность линий)

I	II
6.35 Å — средние	
5.90 — средние	5.90 Å — средние
5.42 — сильные	
5.26 — слабые	5.27 — сильные(широкая)
4.96 — слабые	4.96 — очень слабые
—	—
3.94 — слабые	
3.85 — слабые	3.85 — средние (широкая)
3.64 — средние	3.64 — средние
3.51 — сильные	3.51 — сильные
3.39 — очень слабые	
3.29 — очень слабые	
3.28 — очень слабые	
2.82 — слабые	
2.75 — слабые	
2.69 — слабые	

I. Образец бурнонита из Лякана.

II. Образец бурнонита из Гарца (из минералогического музея ЛИГЕМ Академии Наук СССР). В образце II показано меньше линий, чем в образце I, так как из-за плохой ясности снимка удалось отметить только более сильные линии вблизи центра. Съемку производила Е. Мещерякова в рентгеновской лаборатории ЛИГЕМ при медном катоде и экспозиции 2 часа.

Полируется бурнонит хорошо, имеет равномерную гладкую поверхность полировки. Под микроскопом цвет его галено-белый, по сравнению с галенитом несколько зеленоватый, но значительно более светлый, чем цвет тетраэдрита. Отличает его от тетраэдрита также и ярко выраженная анизотропность. Так, в скрещенных николях при свете вольтовой дуги интерференционная окраска его меняется от фиолетовых до пурпурно-розовых тонов, причем выявляются иногда полисинтетические двойники.

Большинство зерен бурнонита слабо травится HNO_3 (буреет от паров), FeCl_3 , KOH , KCN , в то время как HCl и HgCl_2 , как правило, не действуют. Однако реакции травления крайне непостоянны, они меняются в зависимости от ориентировки зерна; влияет также на эффект травления и состав соседних рудных минералов, окисленных или жильных. Так, включения бурнонита в барите некоторыми реагентами не травятся, в то время как в кварце указанные реактивы почти всегда на него действуют. Иногда при действии реактива HNO_3 или KCN по контакту с прожилками окисленных минералов остаются незатравленные каемки, вероятно обусловленные влиянием вторичных минералов. Вообще обычные реакции травления в силу непостоянства их результатов, как мы видим, не являются надежным критерием для определения нашего минерала. Различные результаты травления отдельных зерен зависят как от ориентировки зерен, так и от характера окружающих рудных и жильных минералов. Может быть именно различием в условиях травления определяется некоторое отличие характера травления нашего минерала от данных, приведенных для бурнонита в определителях; так, по данным Юшко, бурнонит не реагирует с KOH и FeCl_3 , в то время как некоторые зерна нашего минерала этими реагентами травятся.

Данные химического анализа и характер дебайегрaммы (см. выше) позволяют нам считать, что все же мы имеем дело с бурнонитом. Подтверж-

дается это определение также протравливанием азолитмином, согласно способу, предложенному Хедом и Люфборовым (50). По данным авторов, смесь азолитмина с двуххромовокислым калием вытравливает при температуре 95° в течение одной минуты на полированной поверхности бурнонита ряд радужных полос, в то время как на часто сопровождающий его тетраэдрит указанная смесь не действует. Нами были соблюдены надлежащие условия опыта, и в результате бурнонит показал картину травления, аналогичную описанной.

Окисляясь, бурнонит покрывается неправильной сетью прожилков вторичных минералов, образующих петельчатую структуру замещения. Иногда прожилки эти избирательно следуют определенным направлениям в шлифе, которые, вероятно, являются плоскостями отдельностями минерала (рис. 1 и 2 табл. IX), но чаще окисленные минералы выполняют жилки неправильных очертаний.

Чрезвычайно характерный для ляканского бурнонита рисунок прожилков вторичных минералов изображен на рис. 3 табл. IX. Прожилки вторичных минералов, как видно на фотографии, имеют равную толщину на всем их протяжении, они не уменьшаются в мощности и почти всегда оканчиваются тупыми отрезками. По контакту с бурнонитом жилки имеют четкие ровные зальбанды. Рисунок, образованный жилками окисленных минералов, чрезвычайно характерен для ляканских бурнонитов и позволяет их отличать в шлифе от похожих минералов — тетраэдрита и джемсонита.

Бурнонит является одним из самых распространенных минералов в Ляканских месторождениях, встречаясь почти во всех рудных участках; местами он является главным или даже единственным рудным минералом.

Непосредственного контакта бурнонита с галенитом I и II генераций в шлифах не встречено. Согласно полевым наблюдениям бурнонит моложе галенита I генерации, но старше галенита II и III генераций.

Чаще всего бурнонит ассоциирует с халькопиритом. Оба эти минерала являются более или менее одновременными, образуя на контакте «взаимные» границы, которые являются критерием одновременности образования минералов. Иногда, впрочем, устанавливается более молодой возраст бурнонита; так, в шлифе 410 он образует прожилки, цементирующие раздробленные зерна халькопирита. Очевидно, эти минералы образовывались почти одновременно, но с некоторым перекрытием.

Х а л ь к о п и р и т. Халькопирит постоянно ассоциирует с бурнонитом и нигде не встречается в непосредственном контакте с галенитом.

Наибольшее развитие получает халькопирит в месторождении Чильгазы, где он является главным рудным минералом. Встречен он также в месторождении Кумыш-таш.

П и р и т. Пирит в незначительном количестве встречен почти всюду. Чаще всего он связан с халькопиритом; так, в кварцевых жилах Чильгазы раздробленные пиритовые зерна окружаются более молодым халькопиритом. В участке Кумыш-таш возрастные отношения пирита и халькопирита не ясны.

Встречен также пирит в свинцовом месторождении Эски-кан, где его раздробленные зерна цементируются прожилками галенита.

К и н о в а р ь. Киноварь в виде точечных включений в ничтожном количестве встречена в баритовой жиле Ак-таш. Соотношения ее с другими рудными минералами баритовой жилы — тетраэдритом и галенитом — точно не установлены. По всей вероятности, она является самым молодым

СТРУКТУРА ЗАМЕЩЕНИЯ БУРНОНИТА ОКИСЛЕННЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Рис. 1—2. $\times 20$

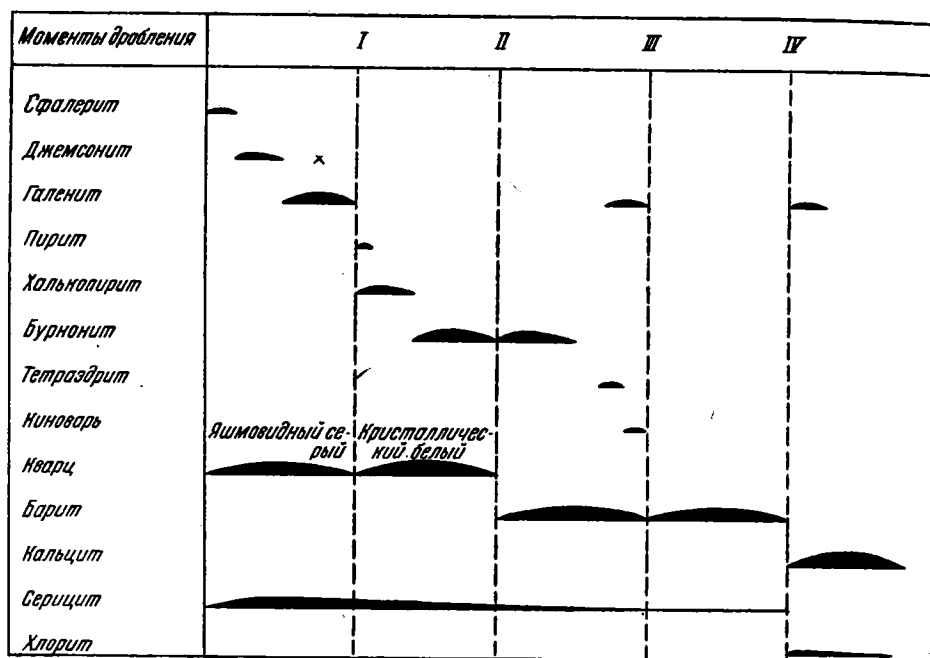
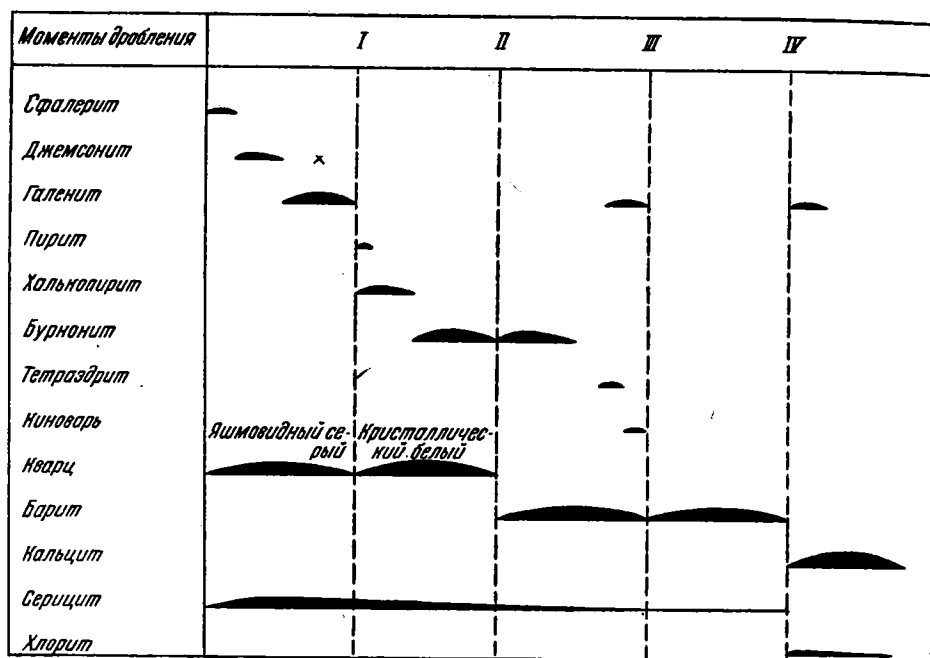
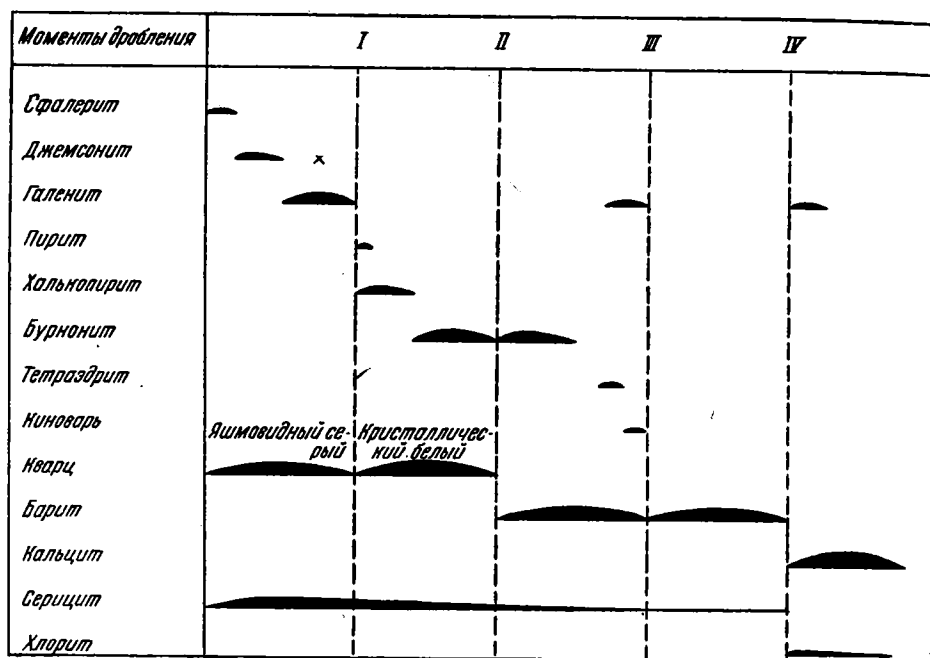
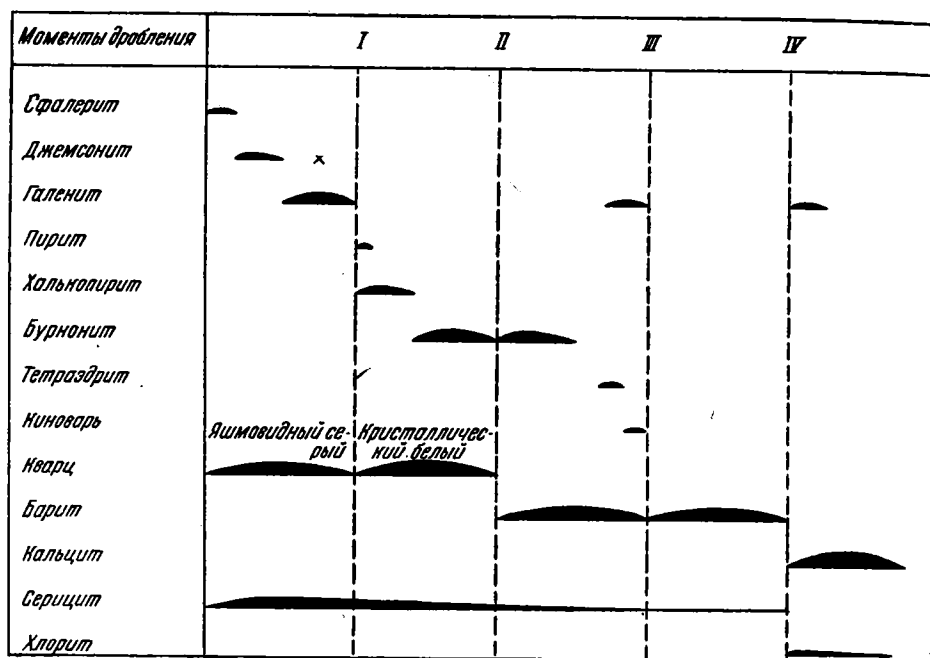
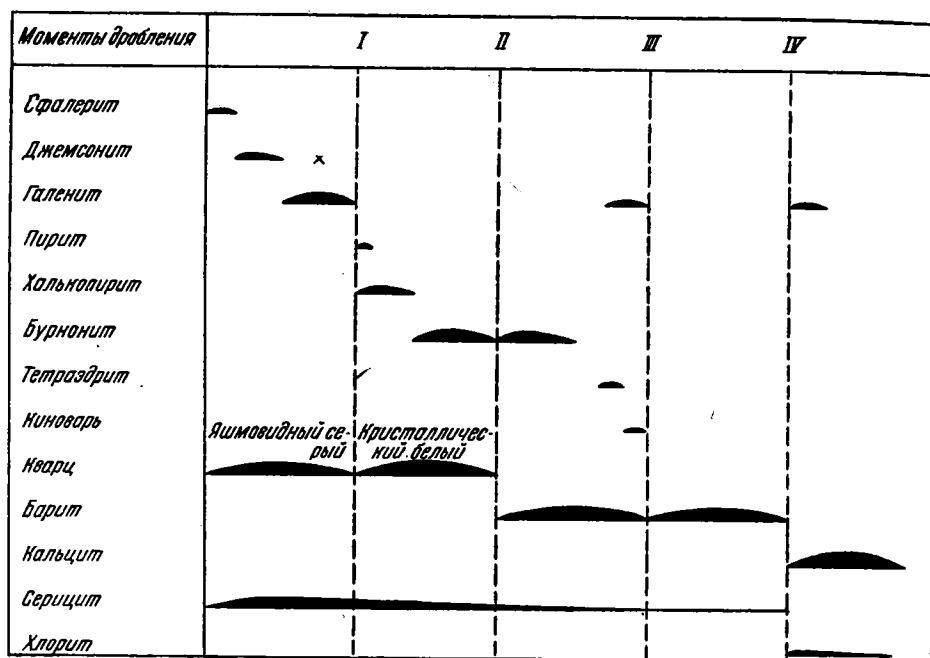
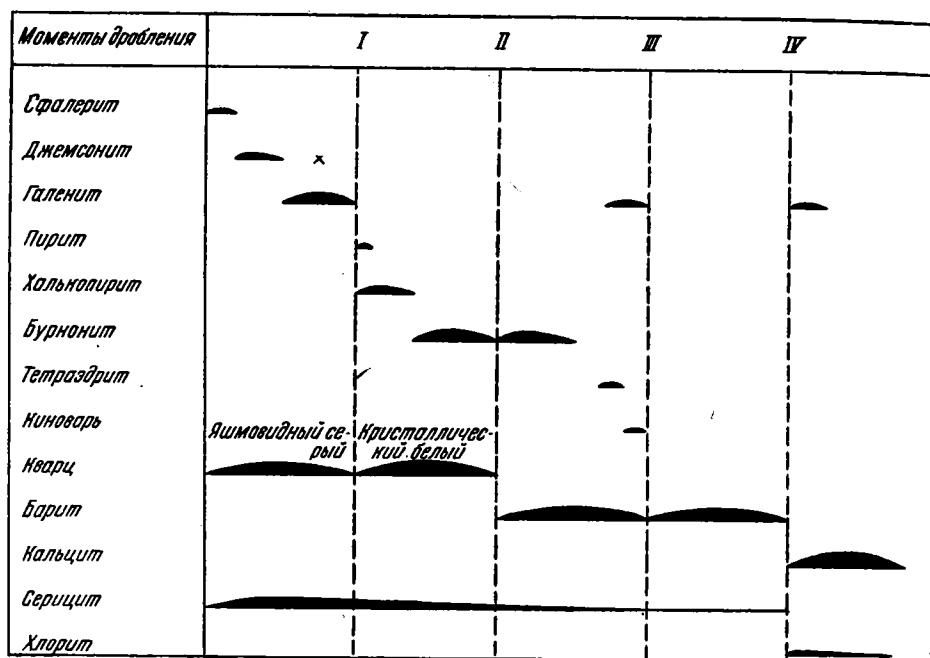
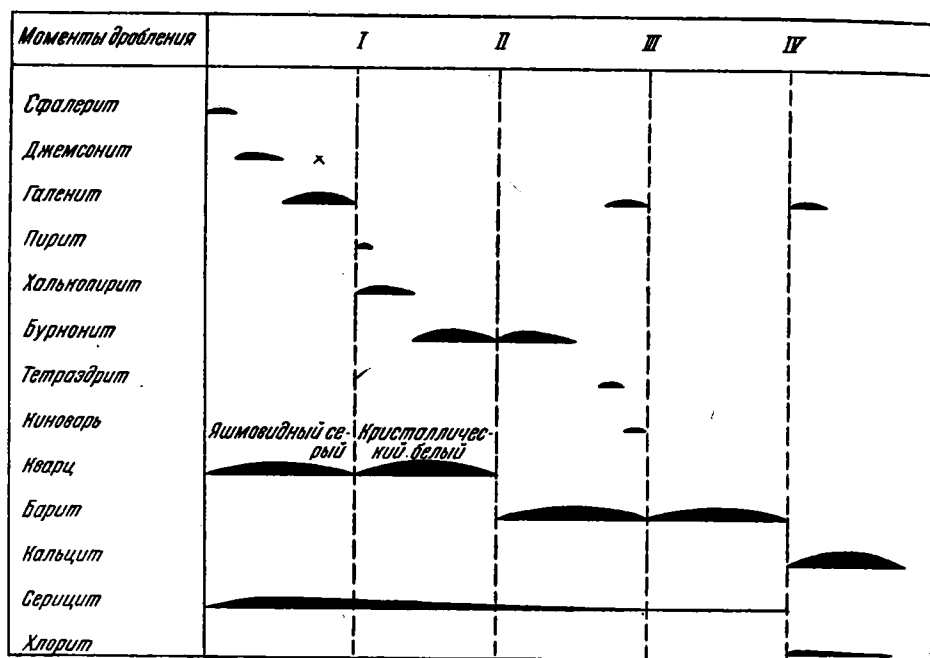
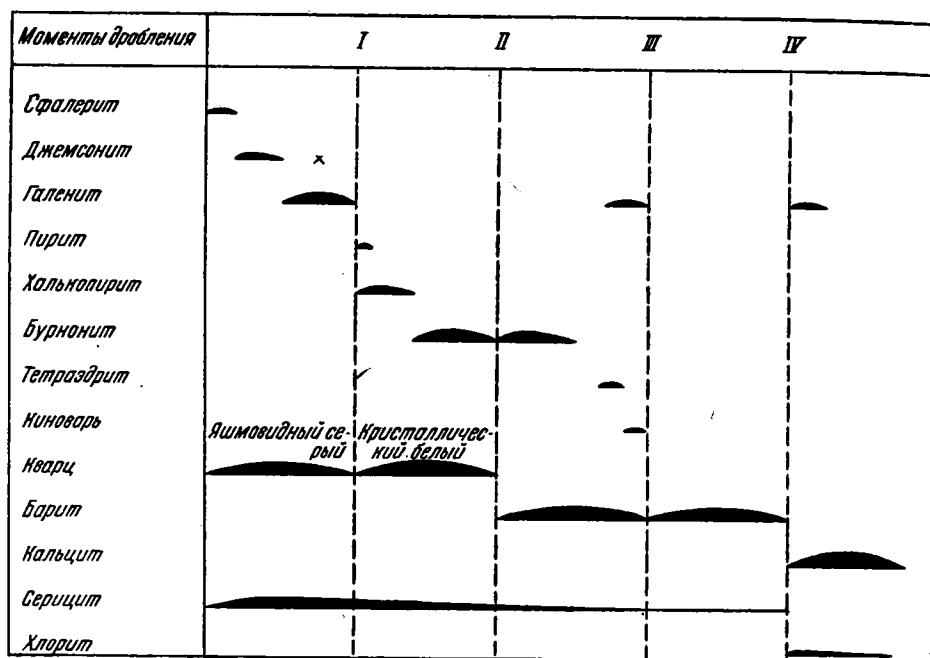
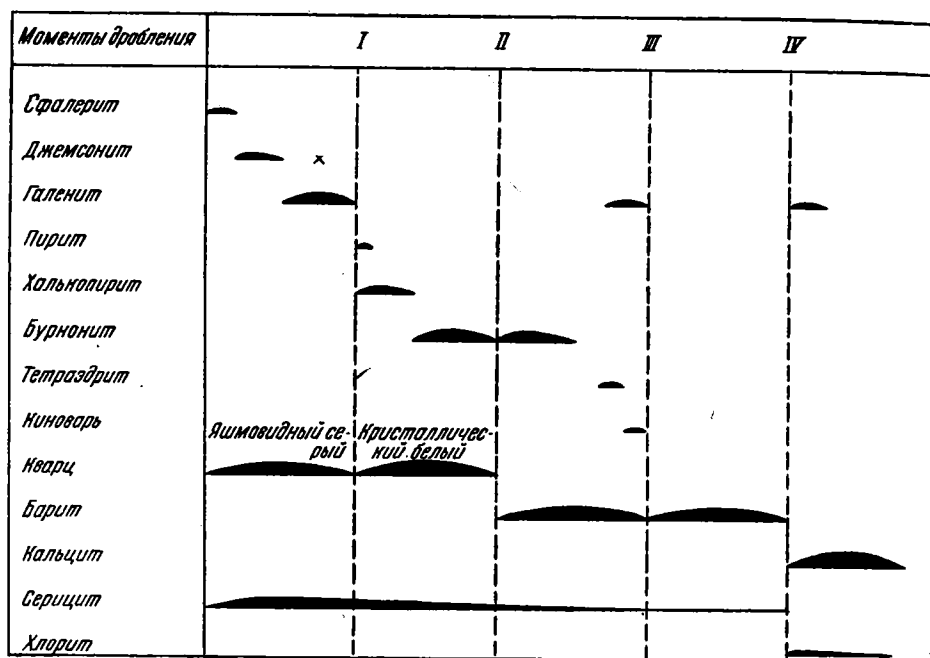
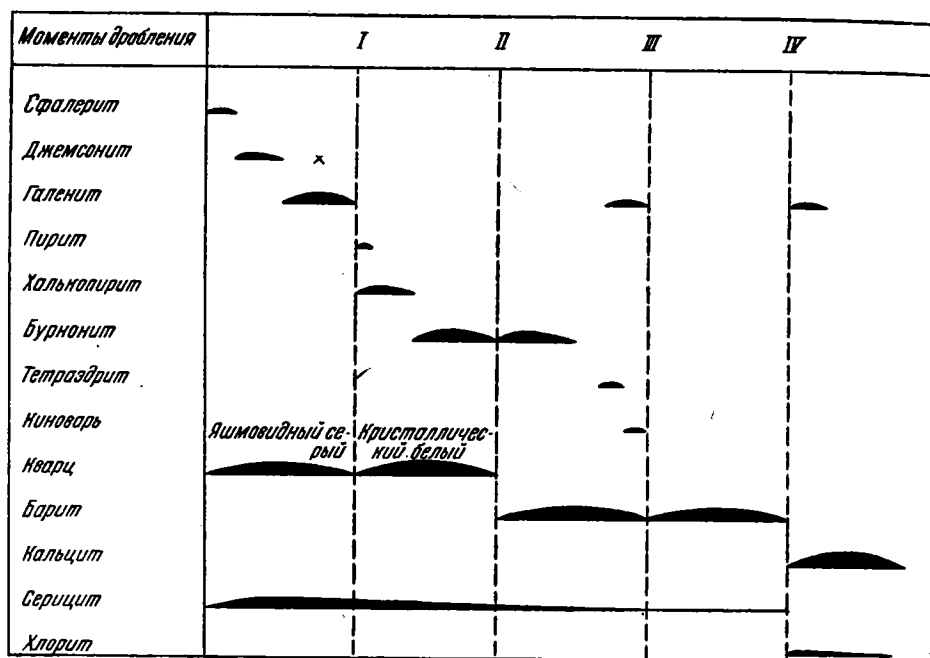
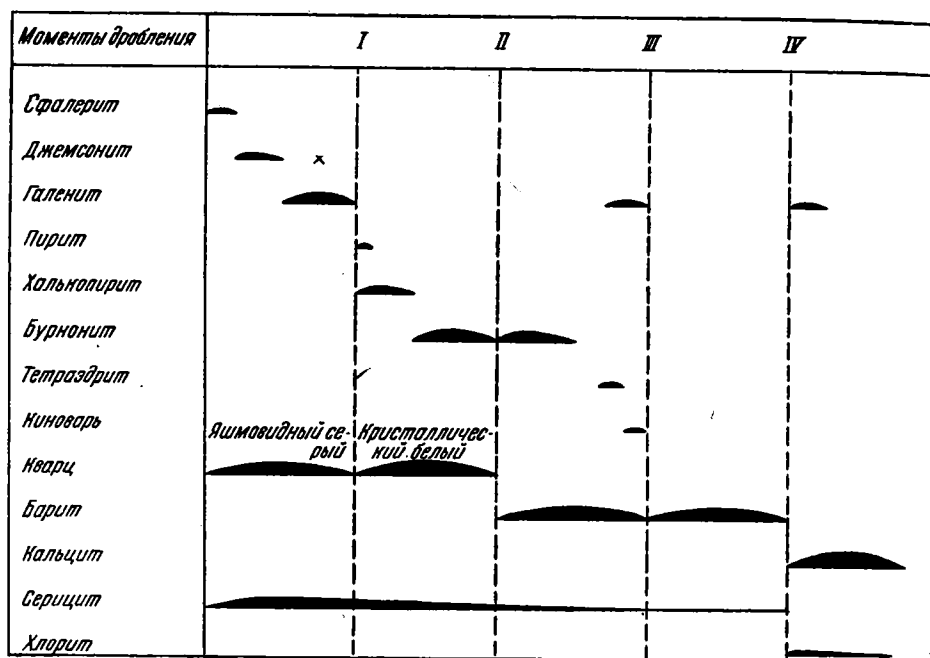
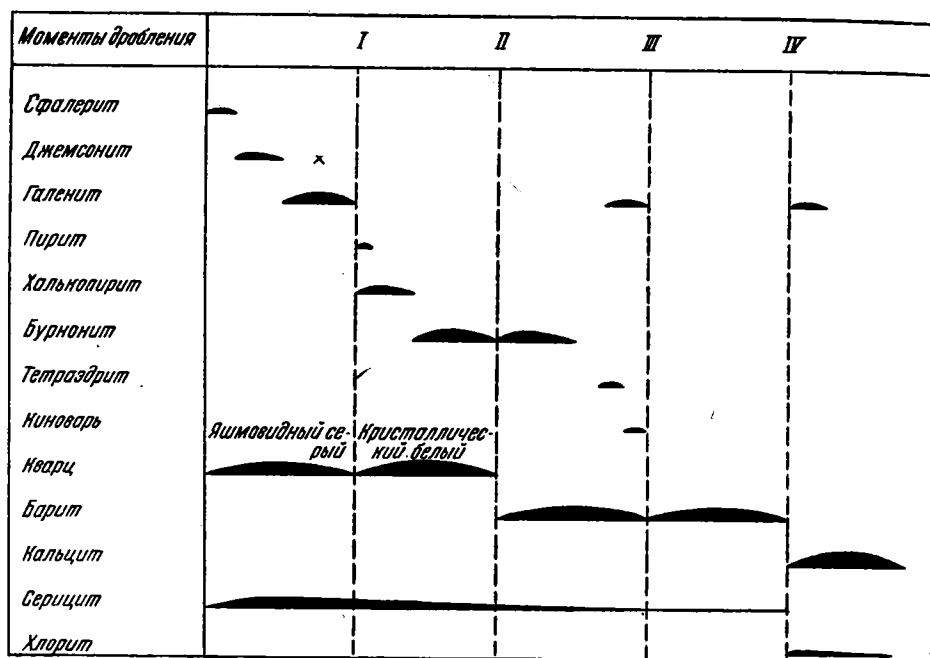
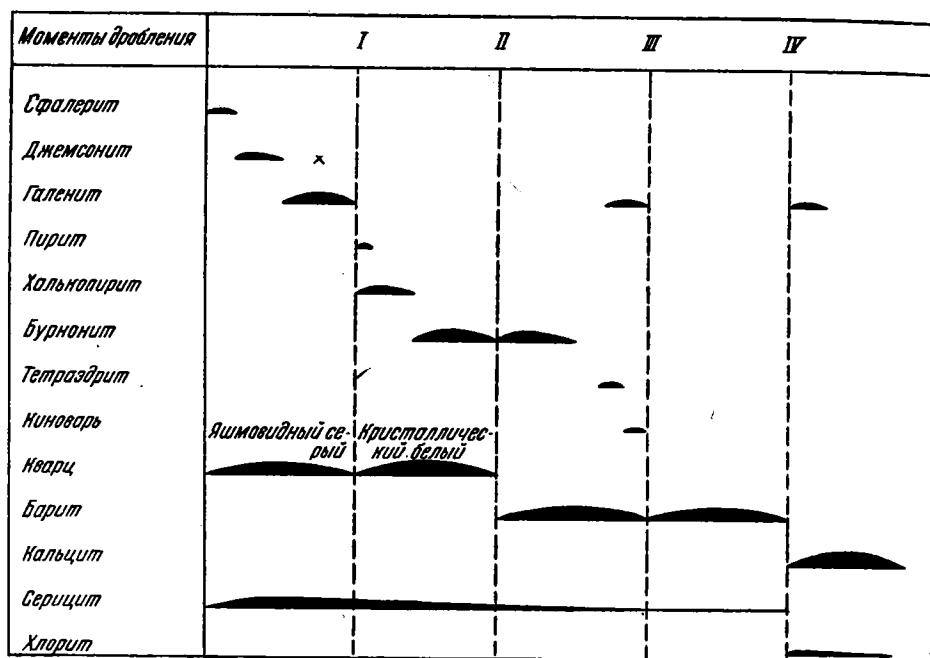
Преимущественное распространение прожилок окисленных минералов (светлосерый цвет) по близко параллельным трещинам отдельности бурнонита (белый)

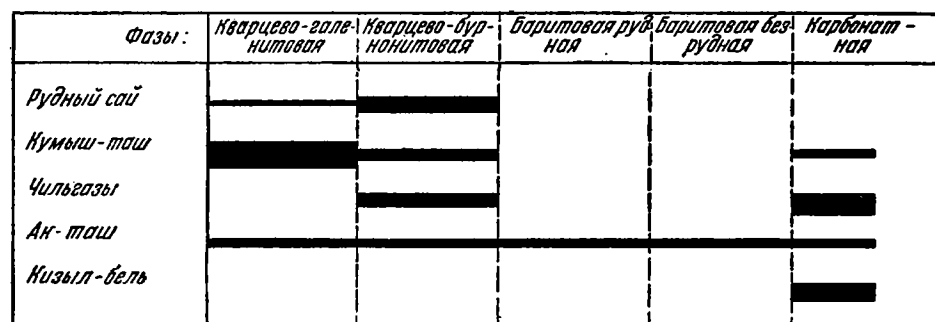
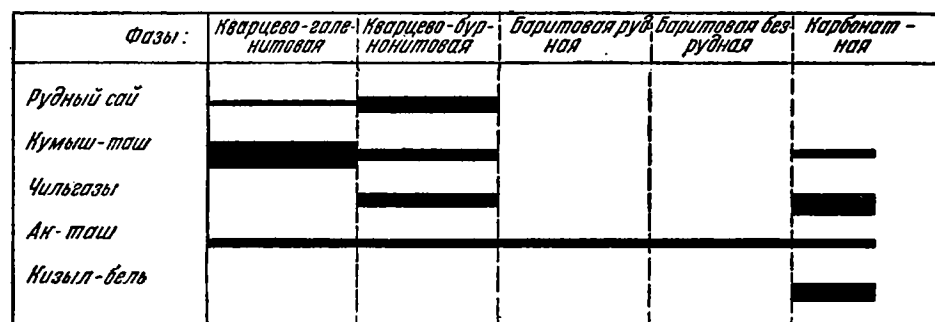
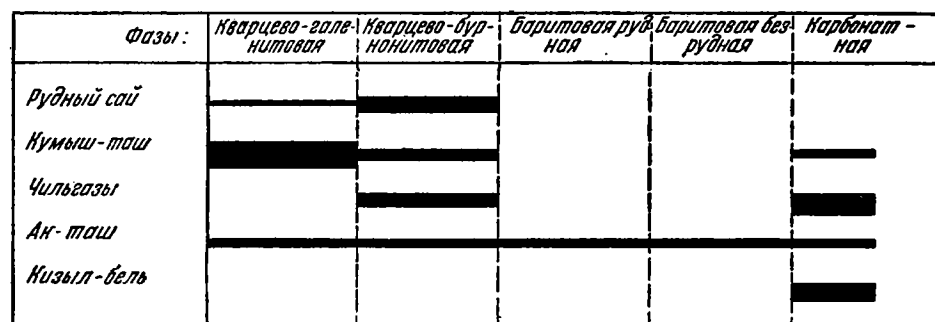
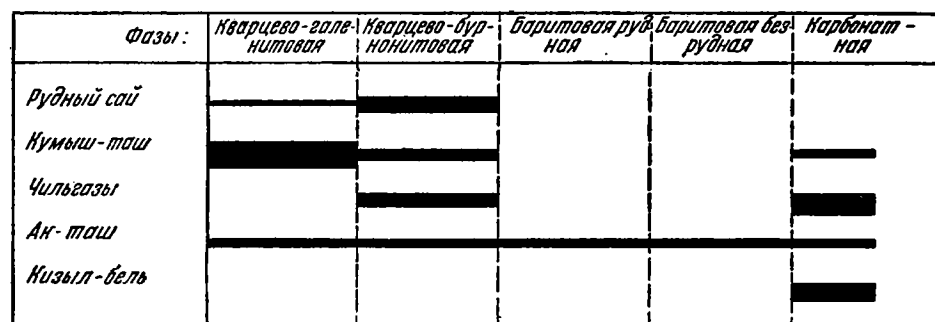
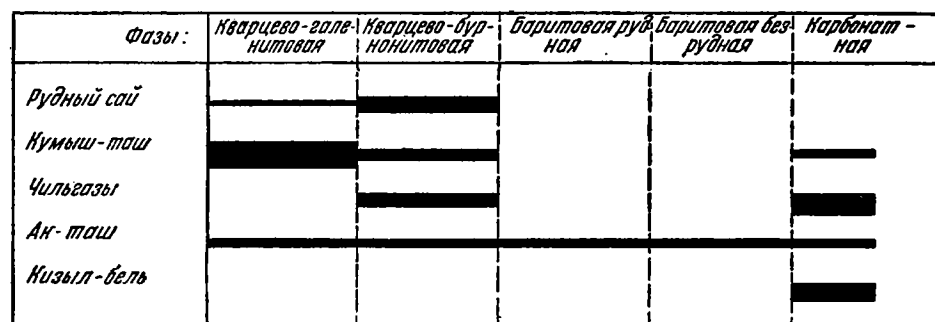
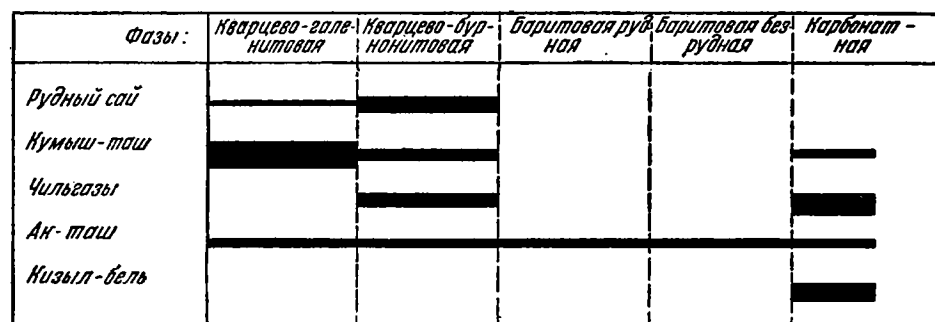
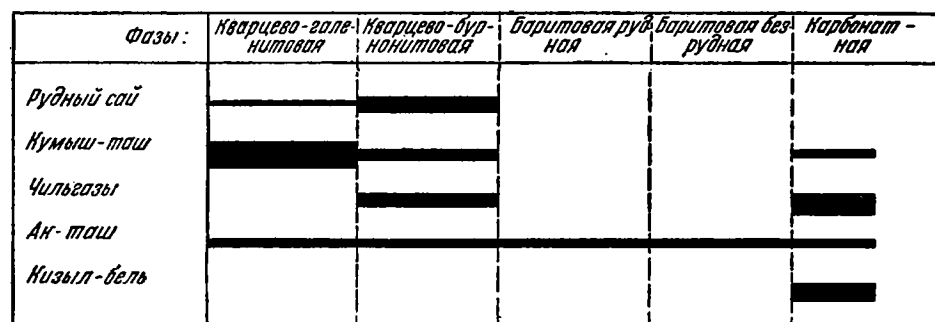
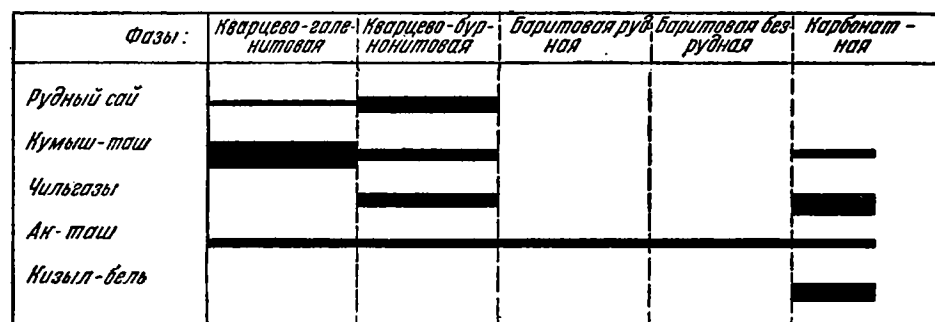
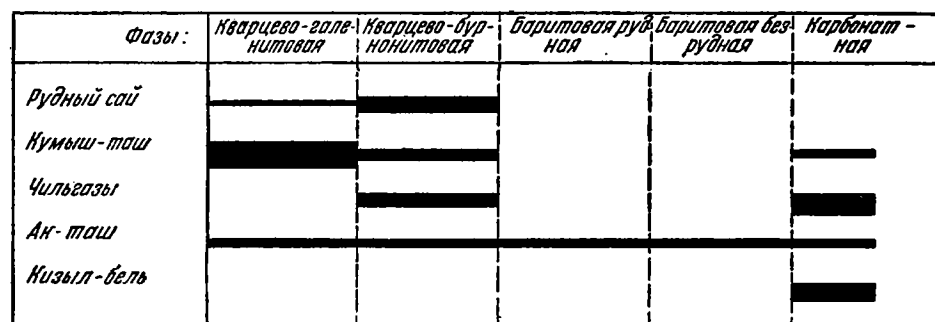
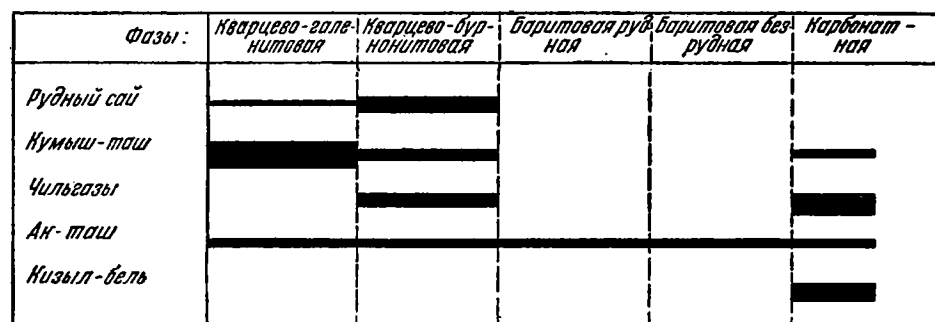
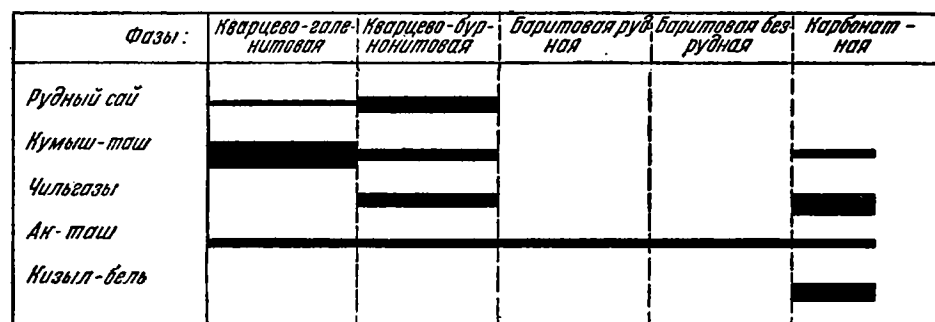
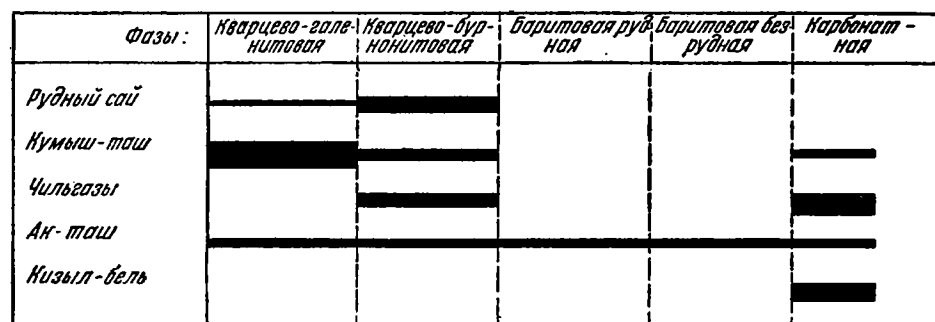
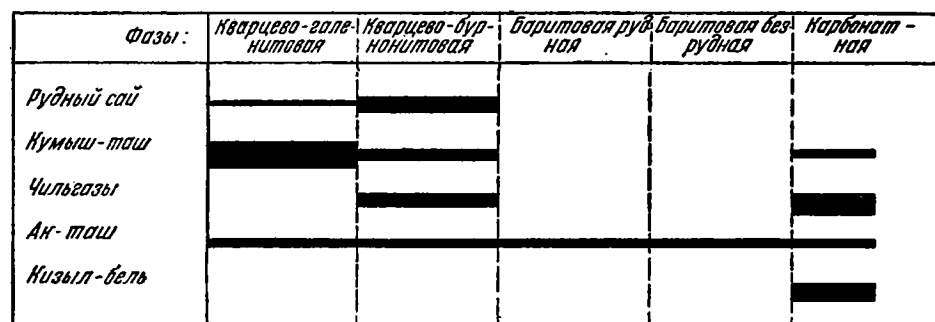
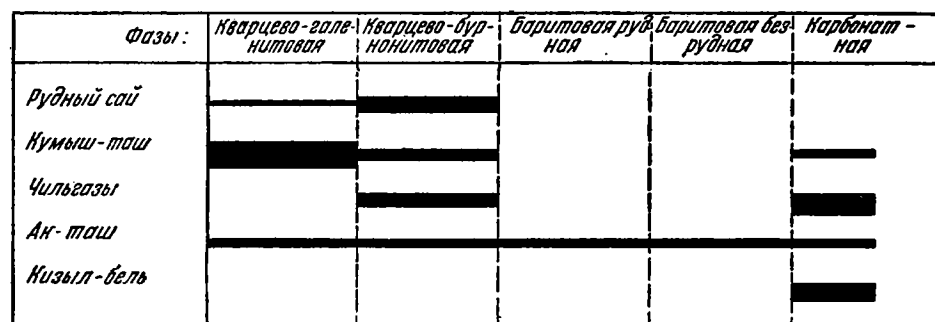
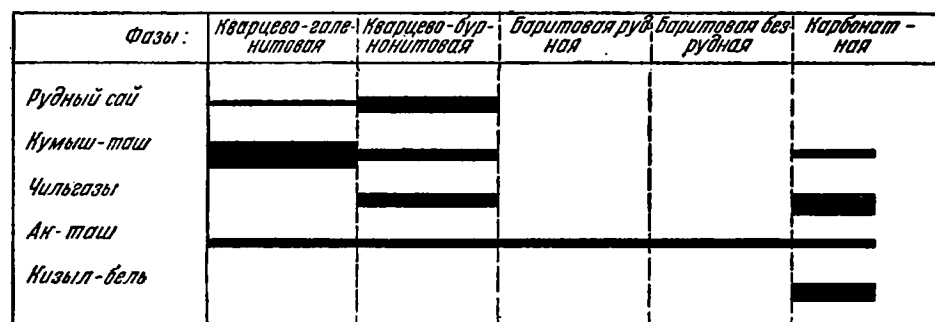
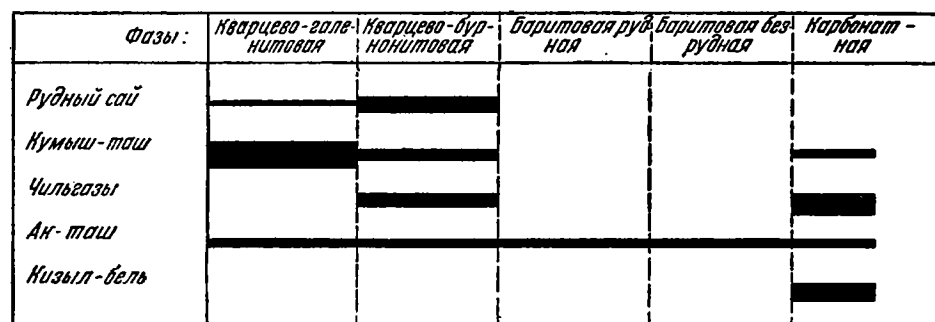
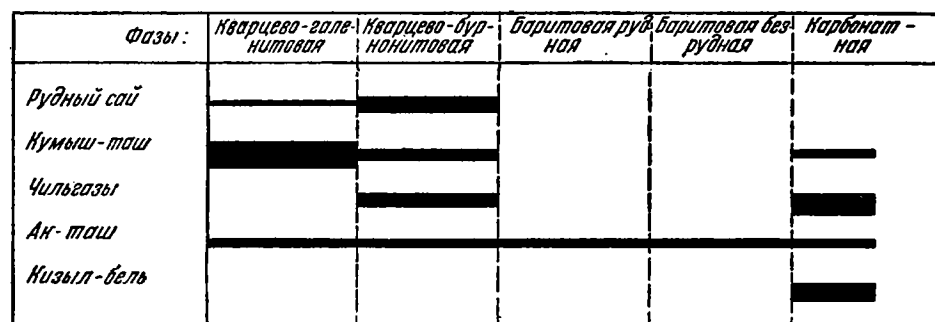
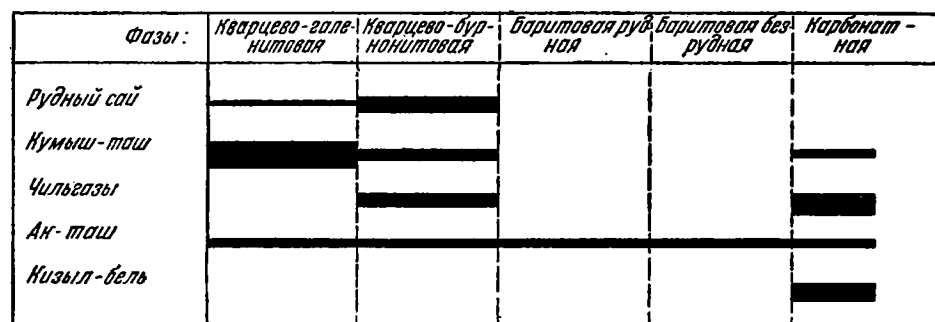
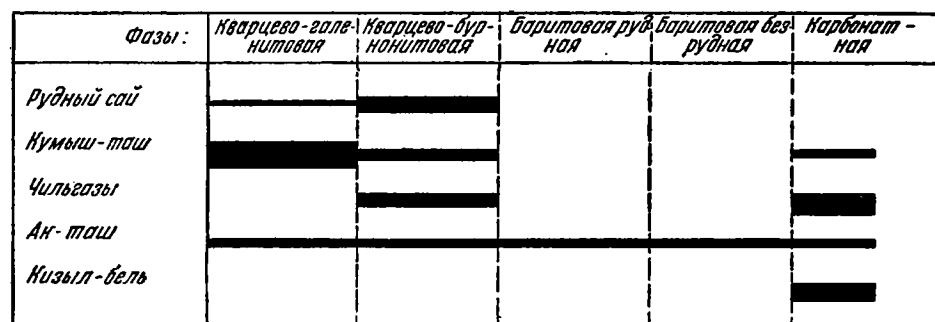
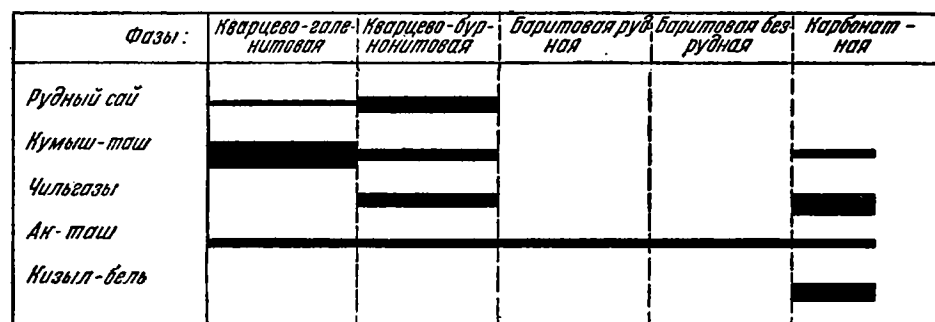
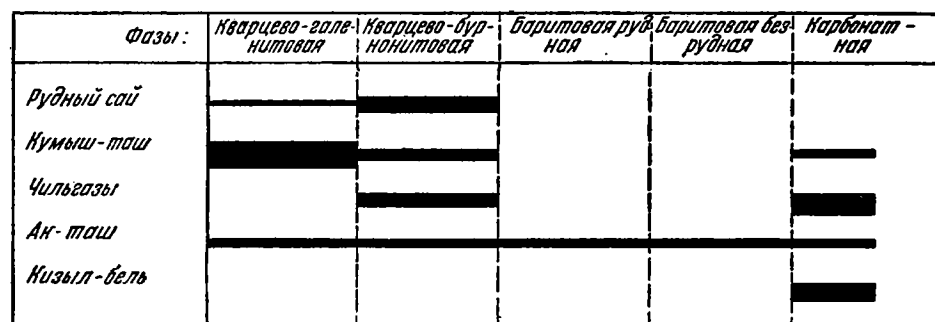
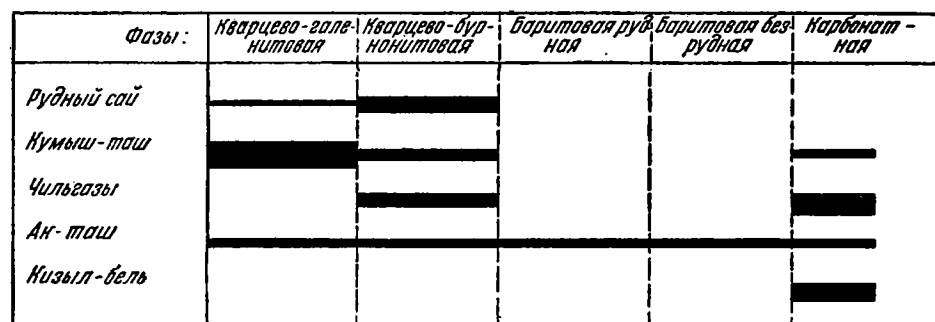
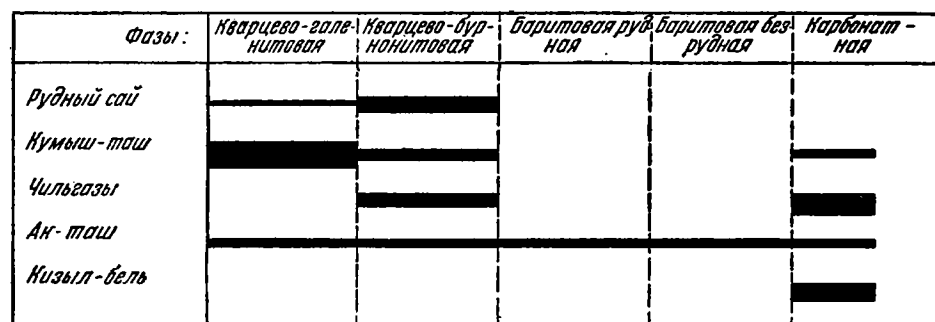
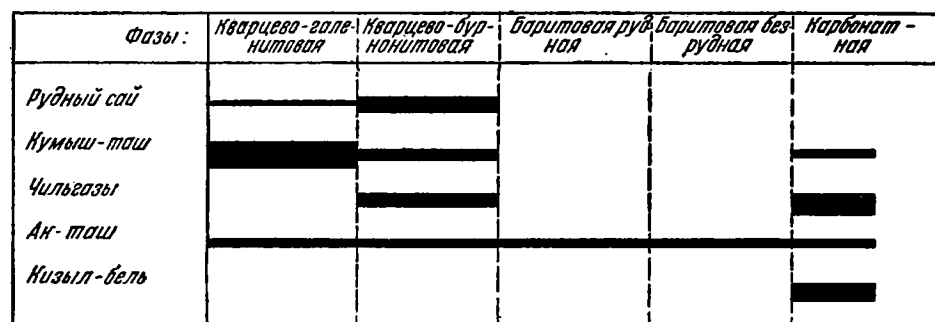
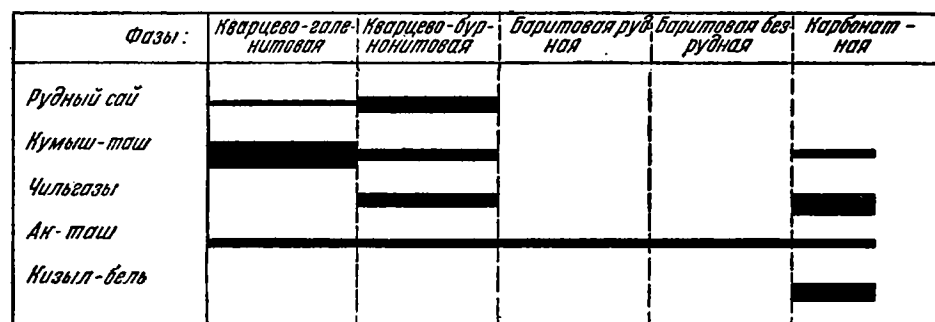
Рис. 3. $\times 20$

Петельчатая структура замещения бурнонита
прожилками окисленных минералов

минералом жилы, так как отлагается по трещинкам в барите и иногда окружает включения галенита и тетраэдрита.

Возрастные взаимоотношения первичных минералов в жилах Лякана могут быть изображены в следующей сводной таблице:

Моменты дробления	I II III IV			
Сфалерит				
Джемсонит				
Галенит				
Пирит				
Халькопирит				
Бурнонит				
Тетраэдрит				
Ниоварь				
Кварц				
Барит				
Кальцит				
Серицит				
Хлорит				

Фазы:	Кварцево-галенитовая	Кварцево-бурнонитовая	Баритовая рудная	Баритовая без рудная	Карбонатная
Рудный сай					
Кумыш-таш					
Чильгасы					
Ак-таш					
Кызыл-белъ					

I, II, III, IV — моменты дробления.

Как видно из этой таблицы, отдельные фазы минерализации разделены моментами дробления, отчетливо установленными при полевых и микроскопических наблюдениях. В разных рудных участках преобладают различные фазы процесса; присутствие той или другой фазы зависит от времени раскрытия жильной трещины и длительности ее существования на данном участке (см. выше).

3. Супергенные процессы

Резко континентальный климат района определяет интенсивную денудацию массива Бурганэ-Гузан и процесс окисления рудных жил не поспевает за быстротой эрозии их, поэтому зона окисления выражена слабо.

Окисление не распространяется на значительную глубину, и явлений выщелачивания и связанного с ними вторичного сульфидного обогащения почти не наблюдается. Мы почти не имеем здесь типичных лимонитовых шляпных зон с развитием остаточных лимонитов и выщелачиванием других компонентов. Это связано, впрочем, также и с малым количеством железа в большинстве рудных жил; в участках, где железо содержится в значительном количестве, мы все же встречаем незначительные шляпные зоны. Так, богатые халькопиритом жилы Чильгазы сильно лимонитизированы в поверхностной их части (см. выше). Здесь большое развитие приобретают ярко окрашенные лимонитовые охры, отлагающиеся в пустотах, на месте выщелоченных халькопиритовых зерен. Однако участок Чильгазы в этом отношении является исключением, так как в других рудных точках мы интенсивного окисления не наблюдаем, и первичные минералы почти всюду выходят на поверхность незначительно окисленными.

Образованные в процессе окисления вторичные минералы транспортируются на небольшие расстояния или остаются на месте, покрывая окисляющиеся первичные минералы. Главным образом, это относится к малоподвижным свинцовым соединениям — церусситу и англезиту, которые отлагаются обычно в пределах контура окисляющегося зерна, образуя в нем своеобразные структуры замещения. Впрочем, в жилах Рудного сая, а также в свинцовом месторождении Эски-кан встречены и прожилки переотложенного кристаллического церуссита. Наблюдающаяся малая подвижность свинцовых окислов согласуется с данными о слабой растворимости их в обычных поверхностных водных растворах; так, по данным Дольтера (45), англезит (PbSO_4) растворяется в количестве 42 мг на литр, в то время как церуссит (PbCO_3) растворяется в количестве лишь 3 мг на литр при тех же условиях.

В жилах Лякана мы имеем, повидимому, преимущественно дело с окислением за счет кислорода воздуха, так как влияние окисляющего действия железного сульфата почти во всех участках исключено из-за незначительного количества железа в жилах.

Мы можем, согласно Андерсону (39), представить себе окисление галенита по следующей схеме: $\text{PbS} + 2\text{O}_2 = \text{PbSO}_4$

Таким образом галенит в первую стадию окисления замещается англезитом, корки которого предохраняют его от дальнейшего окисления. Впоследствии англезит способен переходить в более нерастворимый церуссит. В образцах Лякана мы имеем дело и с церусситом и с англезитом.

Аналогичным образом можно представить окисление джемсонита; впрочем, здесь процесс усложняется наличием сурьмы. Обычно, согласно Андерсону (38), в первые стадии окисления джемсонита образуется минерал биндгеймит — $2\text{PbO} \cdot \text{Sb}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, который является не особенно устойчивым и быстро растворяется, оставляя свинец в виде англезита и церуссита, а сурьму в виде желтоватых и беловатых окислов. В жилах Лякана псевдоморфозы биндгеймита по джемсониту не установлены, хотя теоретически возможность их нахождения здесь и не исключена. Вероятно трудность обнаружения биндгеймита определяется кратковременностью его существования.

По джемсониту, так же как по бурнониту, образуется светлосерый, содержащий свинец минерал, в косом свете отсвечивающий желтовато-белым цветом.

Сурьмяные вторичные минералы в Ляканских жилах не расчленены. Точно установлен только кермезит (Ак-таш). В большинстве же случаев

сурьмяные окисленные соединения представлены желтыми и беловатыми, мало растворимыми охристыми образованиями. Они состоят из агрегатов, мельчайших, мало прозрачных частичек, трудно поддающихся определению.

В противоположность мало растворимым свинцовым и сурьмяным окислам, медные окисленные минералы — малахит и реже азурит — обычно встречаются за пределами рудных зерен, окрашивая вмещающую жильную породу. Эта транспортабельность меди в зоне окисления связана со значительной растворимостью ее сульфата. В незначительном количестве встречены вторичные медные сульфиды; так, местами по трещинам спайности галенит замещается супергенным ковеллином, образованным, вероятно, в результате реакции обменного разложения между галенитом и раствором медного сульфата. Образованный таким образом ковеллин существует в галенитовом зерне рядом с англезитом.

Некоторый интерес представляют данные об относительной скорости окисления различных рудных минералов в контакте их друг с другом. В порядке возрастания скорости окисления минералы Лякана располагаются так: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, бурнонит, джемсонит. Наиболее устойчивым в списке является пирит; наиболее подверженным окислению — джемсонит. Каждый предыдущий минерал ряда содействует более быстрому окислению последующего минерала и сам в контакте предохраняется от окисления.

Этот порядок окисления, наблюдающийся при изучении руд Лякана, совпадает с рядом, данным в свое время Готшалком и Бюллером (49), которые эмпирически доказали, что быстрота окисления сульфидов находится в прямой зависимости от их электрического потенциала. Располагая сульфиды в ряд согласно их потенциалам, они установили, что минералы с большим потенциалом являются соответственно более устойчивыми в процессе окисления. Смоченные контакты минералов с разными потенциалами действуют как батареи, и окисление минерала с низким потенциалом в контакте происходит быстрее, в то время как минерал, обладающий более высоким потенциалом, в контакте от окисления предохраняется.

Подробности о взаимовлиянии различных сульфидов в процессе окисления даны ниже, при описании отдельных рудных месторождений.

4. Геохимия металлов в первичных рудах Лякана

Как показывает минералогическое изучение, ведущими металлами в Ляканских месторождениях являются свинец, сурьма и медь; в меньшем количестве присутствуют железо и цинк; повсеместно отмечено также некоторое содержание серебра. Представляет интерес появление в последней фазе процесса рудообразования ртути.

Ниже приведены характеристики этих металлов (в порядке распространности) с указанием формы их существования в различные фазы минерализации.

Свинец присутствует во всех фазах процесса, причем каждой фазе минерализации свойственны определенные минералы свинца; в первой фазе, связанной с яшмовидным кварцем, главным носителем его является галенит и меньше джемсонит; в фазе кварцево-бурнонитовой весь свинец входит в состав бурнонита, в то время как чисто свинцовые минералы отсутствуют. Последние фазы минерализации характеризуются выделением свинца в виде галенита (галенит II и III генераций).

Общее количество свинца на 100 м углубки составляет 7500 т; из них 2 000 т приходится на свинцовое месторождение Кумыш-таш; 3 000 т — на месторождения Кызыл-бель и 2 500 т находятся в бурноните, причем процентное содержание металла в бурнонитовых жилах и в рудах Кызылбель так низко, что их нельзя рассматривать в качестве руды на свинец.

Медь в противоположность свинцу характеризует только определенный момент рудообразования. Она появляется в кварцево-бурнонитовой фазе в форме халькопирита и бурнонита. Незначительное количество ее присутствует в баритово-галенитовой фазе в виде включений тетраэдрита в галените II генерации. Всего в Ляканском районе на 100 м углубки можно насчитать 1 000—2 000 т меди, причем главная часть этого количества падает на халькопиритовые жилы Чильгазы.

Сурьма, так же как и свинец, присутствует во всех фазах процесса. В первой, свинцовой, фазе она входит в соединение со свинцом в джемсоните; по мере обогащения раствора медью, появляются медьсодержащие минералы сурьмы — бурнонит и позднее тетраэдрит; последний, впрочем, связан уже со второй свинцовой фазой (с галенитом II генерации). С точки зрения правила фаз трудно объяснить, почему в одном случае свинец соединяется с сурьмой и медью с образованием бурнонита, а в другом — устойчиво сосуществуют тетраэдрит и галенит, причем, как показывает микроскопическое изучение, они выделяются более или менее одновременно. Вопрос о противоречиях правилу фаз Гольдшмидта, которые мы находим в группах сложных сульфoантимонитов, будет разобран ниже. Незначительные количества сурьмы, выделившиеся в последние фазы минерализации, связываются с серебром в пираргирите.¹

Всего по Ляканскому району на 100 м углубки насчитывается 1 500 т металлической сурьмы, причем это количество рассеяно в многочисленных маломощных и низкопроцентных прожилках и поэтому в настоящее время использовано быть не может.

Цинк для Ляканских месторождений в общем не характерен. Он входит в сфалерит, который в незначительном количестве встречен совместно с галенитом I и III генераций. Отношение свинца к цинку в участках, наиболее богатых этими металлами, составляет: $Pb : Zn = 6 : 1$.

Железо является также мало распространенным элементом в жилах Лякана. В первую, галенитовую фазу минерализации оно в незначительном количестве входит в джемсонит и сфалерит (судя по цвету сфалерита, мы имеем слабо железистые разновидности его); в фазу кварцево-бурнонитовую железо входит в состав пирита, в общем редкого минерала в жилах Лякана, и, наконец, наибольшее количество его сосредоточено в халькопирите, который местами является главным рудообразующим минералом. Бурнонит также содержит незначительные количества железа (0.89—0.75%). В последние фазы минерализации железо входит в состав карбонатов сидерита и анкерита.

Серебро обнаружено во всех рудных участках. Абсолютное его количество, точно так же как и количество других металлов, невелико: (среднее из 22 проб по разным участкам), но отношение серебра к другим металлам в пробах показывает высокую серебристость рудного

¹ Минерал, по внешнему виду и реакциям травлений отнесенный к пираргириту, отмечен в месторождении Кызыл-бель. Точно определить минерал не удалось из-за незначительных размеров его включений.

концентрата. Самостоятельные минералы серебра не встречены, за исключением месторождения Кизыл-бель, где обнаружен пираргирит. В остальных рудных участках серебро, повидимому, входит изоморфно в состав галенита и бурнонита; качественно присутствие его в этих минералах установлено. Определить наличие Ag в тетраэдрите микрохимически не удалось из-за малых размеров зерен последнего.

Ртуть появляется в баритовой фазе рудообразования в участке Акташ, где она входит в состав киновари и блеклой руды. Содержание ртути в руде очень ничтожно, но присутствие ее в месторождении крайне интересно с теоретической точки зрения.

Обзор указанных элементов Ляканских жил показывает следующее:

1) Наибольшую концентрацию в жилах Лякана имеет свинец, и поэтому Лякан с экономической точки зрения следует рассматривать как свинцовое месторождение. Вследствие незначительного тоннажа руды Ляканские месторождения самостоятельного значения в смысле добычи свинца не представляют. Лучшие участки могут быть использованы для нужд местной или кустарной промышленности.

2) Ляканская руда характерна резким преобладанием свинца над цинком, обилием сурьмы в форме сульфоантимонитов, ограниченной смесимостью Fe и Zn в сфалерите, высокой серебристостью и присутствием ртути. Все эти особенности химического состава руды в общем типичны для месторождений, образованных при относительно невысоких температурах.

3) Процесс минерализации в Лякане начинается с отложения свинцовых минералов (джермсонита и галенита), которые, по мере изменения состава растворов, сменяются медными (бурнонитом и халькопиритом). Такая последовательность несколько противоречит схеме Эммонса, но, как показывает анализ литературы (см. ниже), встречается довольно часто в низкотемпературных месторождениях лепто- и эпитермальной зоны. Особенно часто эти отклонения от последовательного ряда Эммонса встречаются в группе сульфосолей Pb — Cu, положение которых относительно их непосредственных соседей — простых сульфидов — меняется от месторождения к месторождению и не может быть точно фиксировано.

Заключивая эту главу, следует еще раз подчеркнуть, что специфической особенностью Лякана является сочетание основных металлов (свинца и меди) с сурьмой, причем последняя присутствует в значительном количестве. Этим сочетанием и определяется своеобразие минералогического состава Ляканских жил, позволяющее выделить минерализацию Лякана в особый генетический тип — месторождений сложных сульфоантимонитов. В дальнейшем будет показано, что подобные месторождения встречаются не очень часто; условия их образования будут рассмотрены ниже.

ГЛАВА V

ПОЛОЖЕНИЕ СЛОЖНЫХ СУЛЬФОАНТИМОНИТОВ СВИНЦА И МЕДИ В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Чтобы подойти к вопросу о генезисе Ляканского бурнонитового месторождения, мы считаем необходимым остановиться на некоторых особенностях поведения сурьмы в гидротермальных месторождениях и, в частности, разобрать более подробно ряд сложных сульфоантимонитов свинца и меди, характеризующих месторождения Лякана. Ниже последовательно будут рассмотрены группа медных сульфоантимонитов и сульфоан-

тимониатов (блеклые руды, фаматинит), группа сложных сульфoантимонитов свинца и меди (бурнонит, бертонит) и, наконец, группа сульфoантимонитов свинца. Одновременно с обсуждением состава этих минералов будут приведены данные о распространении их по различным типам месторождений и о наиболее обычных сопровождающих их минеральных ассоциациях.

В настоящей главе мы поставили себе задачей собрать и обобщить рассеянные по разным источникам литературные данные о сульфoантимонитах.

1. Сульфoантимониты меди, блеклые руды

По сравнению с другими сульфoантимонитами блеклые руды являются наиболее распространенными минералами. В связи с этим в литературе они наиболее полно описаны, и, пользуясь литературными данными, мы в нашем изложении уделяем им соответственно наибольшее место.

Химический состав блеклых руд $(R'_2R'') S \cdot 3-6 (R''', S_3)$, где $R' - Cu, Ag$; $R'' - Fe, Zn, Hg$; $R''' - Sb, As, Bi$.

Блеклые руды представляют систему с переменными количествами отдельных слагающих элементов.

В зависимости от того компонента, который преобладает в составе $R'_2R''S_3$, различают следующие виды блеклых руд:

1) тетраэдрит — сурьмяная блеклая руда;

2) теннантит — мышьяковая блеклая руда;

3) висмутовая разность блеклой руды (чисто висмутовая блеклая руда с достоверностью не установлена).

Тетраэдрит и теннантит образуют изоморфные смеси в любых пропорциях и может быть выделена область смешанных блеклых руд, где количества Sb и As примерно равны друг другу.

В зависимости от преобладания того или другого металла в составе (R'_2, R'') выделяются следующие разновидности блеклых руд:

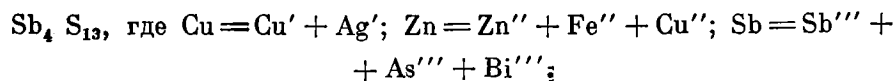
1) обычная или медная блеклая руда (тетраэдрит, теннантит),

2) серебряная блеклая руда (фрейбергит),

3) ртутная блеклая руда (шватцит).

Согласно Махачке блеклые руды кристаллизуются в пространственной группе Td_3 , причем параметр элементарной ячейки колеблется около величины $a = 10 \cdot 30 \text{ \AA}$; носителем кристаллической структуры является молекула $R'_2R''S_3$, где R' — преимущественно Cu ; $R''' - Sb$ или As .

Более поздние рентгенографические исследования Паулинга (60) в общем подтверждают выводы Махачки, но в отличие от последнего Паулинг считает носителем кристаллической структуры молекулу $(Cu, Zn)_{12}$



Лишние против формулы Cu_3SbS_3 (двухвалентные, по Паулингу) атомы серы помещаются в положении $000, \frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}$.

Паулингом рассчитана структура блеклой руды (рис. 10), причем введенные им параметры в общем согласуются с параметрами Махачки.

Распространение блеклых руд. Блеклые руды редко образуют значительные концентрации. Самостоятельные месторождения

их редки и большей частью незначительны по размерам. В то же время блеклые руды являются довольно распространенными минералами и в подчиненном количестве встречаются в самых разнообразных типах месторождений, начиная от пневмо-гидатогенных и кончая низкотемпературными месторождениями сурьмы и ртути. Наблюдается даже поверхностное образование блеклых руд в зоне цементации. Таким образом блеклые руды имеют очень широкое поле устойчивости и могут образовываться при самых разнообразных условиях температуры и давления, но наибольшее развитие они получают в относительно низкотемпературных полиметаллических месторождениях мезо- и эпitherмальной зоны.

Обзор месторождений с блеклыми рудами показывает, что характер блеклой руды в общем выдерживается в пределах каждого рудного района

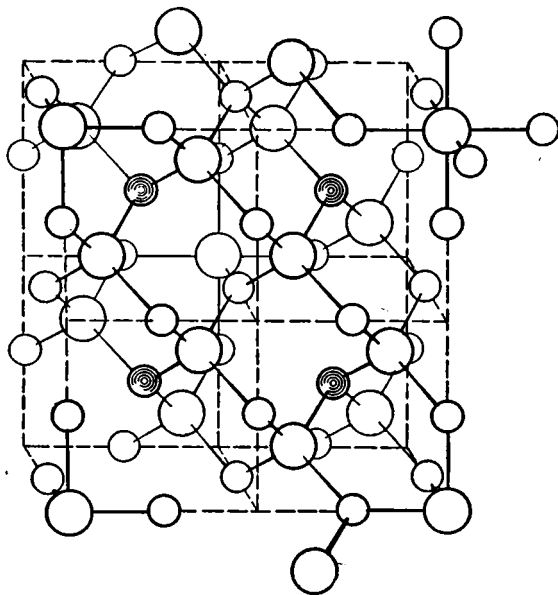


Рис. 10. Структура блеклой руды, по Паулингу

Большие кружки — S, маленькие кружки — белые — As, маленькие кружки заштрихованные — Sb

или металлогенического цикла. Так, для колчеданных месторождений Урала типичен теннантит, в то время как смешанные блеклые руды относительно редки, а чистые тетраэдриты не встречены. В противоположность колчеданам, более молодые золотовольфрамовые месторождения Урала характерны преимущественным развитием тетраэдрита. В полиметаллических месторождениях Алтая развиты смешанные блеклые руды, в которых сурьма в общем преобладает над мышьяком; наконец, цинково-серебро-свинцовые месторождения Забайкалья содержат почти чистый тетраэдрит.

Можно заметить, что мышьяковые блеклые руды преимущественное раз-

витие получают в провинциях, богатых медью, и в чисто медных месторождениях теннантит встречается чаще тетраэдрита. Последний, наоборот, тяготеет к полиметаллическим и серебряным месторождениям. Намечая некоторые закономерности в распределении различных видов блеклых руд по разным металлогеническим провинциям, следует подчеркнуть, что в пределах данного вида все же могут существовать колебания в составе блеклых руд, и образцы их, взятые из разных месторождений района и разных участков одного и того же месторождения, несколько разнятся между собой. Причина таких колебаний лежит в неограниченной способности к изоморфизму, которую мы наблюдаем в группе блеклых руд.

Блеклая руда как крайне подвижная система реагирует на все местные изменения в составе растворов и может являться хорошим индикатором физико-химических условий на каждом данном участке месторождения.

А. Высокотемпературные месторождения

Блеклые руды (как теннантит, так и тетраэдрит) встречаются в ряде высокотемпературных гипотермальных и пневмогидатогенных месторождений олова, вольфрама, золота и др.

Количество блеклой руды в месторождениях этого типа обычно невелико, — она является редко подчиненным минералом, сопровождая простые сульфиды.

В ряде случаев выделение ее происходит при относительно высокой температуре, но чаще она, на ряду с другими сульфидами, относится уже к более низкотемпературным, конечным фазам процесса, отвечающим по температуре условиям мезозоны.

Б. Медные месторождения

В типично медных месторождениях, представленных преимущественно медистым пиритом, халькопиритом, борнитом и энаргитом, блеклые руды встречаются в незначительном количестве. Преимущественно здесь развит, как уже было отмечено, теннантит, который, впрочем, нигде не образует значительных концентраций, но постоянно сопровождает энаргит.

Более богатый мышьяком сульфоантимониат меди (энаргит) присутствует в медных месторождениях в значительно больших количествах и образуется обычно раньше теннантита, который чаще всего является одним из наиболее поздних минералов, выделяясь позже пирита, халькопирита, сфалерита, но большею частью раньше галенита.

Сурьма в месторождениях этого типа в незначительных количествах концентрируется в последние стадии рудообразования, образуя минералы фаматинит и оранжеборнит.

Несколько отличны по составу медно-цинковые колчеданные месторождения, приближающиеся уже к типу полиметаллических (Урал, Алтай). Энаргит в них уже встречается реже и теннантит местами уступает место тетраэдриту (Алтай).

В. Полиметаллические месторождения

В полиметаллических месторождениях блеклые руды присутствуют очень часто. Как уже было отмечено, преимущественным распространением здесь пользуется тетраэдрит, хотя местами (Алтай, Рио-сан-Жуан), на ряду с тетраэдритом в незначительном количестве обнаружен и теннантит. В полиметаллических месторождениях блеклые руды редко достигают значительной концентрации, но они постоянно присутствуют в небольшом количестве, сопровождая простые сульфиды — сфалерит, халькопирит, галенит.

Что касается относительного положения тетраэдрита в ряде других минералов, то Линдгрэн устанавливает такую последовательность выделения: сфалерит, энаргит, теннантит, тетраэдрит, халькопирит, борнит, галенит. Случаи обратной последовательности он объясняет повышением температуры в процессе рудообразования. Таким образом блеклые руды, согласно Линдгрёну (14), выделяются позже сфалерита, но до халькопирита и галенита. Такой порядок выделения действительно наблюдается во многих полиметаллических месторождениях, но в ряде случаев мы наблюдаем и отклонения от него. Некоторые авторы указывают на одновременное выделение тетраэдрита и галенита [Каванеа Сонора (64), Талды-

булак (3), Лякан], в ряде случаев тетраэдрит даже моложе галенита [Касапалка (52), Флинт (62), Бивердель (51)], причем эти частные отклонения от ряда Линдгрена еще не свидетельствуют о повышении температуры в процессе рудообразования, так как общий порядок минералообразования сохраняется; чаще всего эти отклонения наблюдаются в серебряных месторождениях, образованных при относительно низких температурах. Переменным является также положение блеклых руд относительно халькопирита, который часто, особенно в медных месторождениях, выделяется в более ранние стадии рудообразования. Очевидно, положение блеклых руд относительно их непосредственных соседей может меняться; возможно, что оно зависит в значительной мере от преобладания в растворе тех или других металлических составляющих. В связи с этим нам кажется справедливым замечание Сперра о том, что, устанавливая последовательность выделения минералов в месторождении, необходимо, помимо температуры, учитывать также и «влияние относительной концентрации и растворимости компонентов в полиметалльной телескопированной магме» [по Сперру (27)] или, переводя на язык гидротермальной теории, — в полиметалльном рудоносном растворе.

Помимо простых сульфидов, тетраэдрит в полиметаллических месторождениях часто сопровождается бурнонитом и сульфоантимонитами свинца.

В тех случаях, когда в полиметаллических месторождениях блеклые руды присутствуют в небольших количествах, они существенно на состав руды не влияют. Однако, значительные примеси блеклых руд отражаются на качестве получаемого металла, так как при плавке образуется особый сплав свинца с сурьмой, так называемый «твердый свинец».

Редко блеклые руды в полиметаллических месторождениях имеют значение как источник меди; в случае же содержания Hg или Ag они приобретают иногда особый интерес, но, повидимому, более часто богатые серебром разности относятся уже к эпитермальным серебряным месторождениям, выделяемым нами в особую группу.

Г. Блеклые руды в месторождениях, эксплуатируемых на серебро

Месторождения, эксплуатируемые на серебро, принадлежат обычно к классу эпитермальных. Сюда относятся жилы Андреасберга, благородная Pb-формация Фрейберга, месторождения серебряного пояса Южной и Северной Америки и др. Месторождения эти характерны развитием сложных сульфоантимонитов и сульфоарсенидов серебра, которые, наряду с серебросодержащими галенитом и тетраэдритом, являются главным источником серебра в месторождении.

Положение блеклых руд относительно простых сульфидов таково же, как и в полиметаллических месторождениях, но здесь еще более часто тетраэдрит выделяется одновременно с галенитом или даже позже его. По сравнению с чисто серебряными минералами (сульфосолями Ag, аргентитом и самородным серебром) блеклые руды являются более ранними минералами. Преобладающее развитие в серебряных месторождениях имеет тетраэдрит, иногда фрейбергит, в то время как серебряные месторождения с теннантитом крайне редки (Кольквирика) (54).

Д. Блеклая руда в самостоятельных жилах

Блеклая руда, как уже было описано, редко образует самостоятельные жилы. Известные месторождения блеклой руды в большинстве случаев промышленной ценности не представляют. Исключением являются жилы

ртутьсодержащей блеклой руды (шватцита), из которых добывается иногда ртуть. Большой частью блеклые руды образуют маломощные тонкие прожилки или зоны редкой вкрапленности. В незначительном количестве в качестве сопровождающих минералов в них встречается халькопирит, реже сфалерит и галенит и в отдельных месторождениях антимонит; последний в большинстве случаев относится уже к более поздним фазам рудобразования. В качестве жильных минералов в месторождениях этого типа часто выступают сидерит, барит, родохрозит, кальцит. Относительно условий образования таких самостоятельных жил блеклой руды говорить трудно, так как месторождения этого типа немногочисленны и мало описаны в литературе. Можно, однако, заметить, что жилы блеклой руды часто встречаются в районах сурьмяно-ртутных месторождений (Алжир, Италия, Венгрия), иногда в таких случаях в жилах блеклой руды содержатся также включения антимонита. В свою очередь и в месторождения антимонита подчас включают незначительные количества тетраэдрита. Возможно, что в некоторых случаях жилы блеклой руды геохимически можно рассматривать как промежуточное звено между эпитермальными сурьмяно-ртутными месторождениями и более высокотемпературными месторождениями $Pb-Zn-Cu$ (см. ниже), хотя непосредственных переходов между этими типами месторождений обычно не наблюдается.

Подводя итоги рассмотрения материала по распространению блеклых руд, можно сделать следующие выводы:

1) Блеклые руды в природе образуются при самых разнообразных условиях температуры и давления — от контактно-метаморфических месторождений до эпитермальных сурьмяно-ртутных месторождений включительно. Наблюдается даже поверхностное образование блеклых руд в зоне цементации, но наибольшее развитие получают они в гидротермальных месторождениях.

2) Крайне редко блеклые руды образуют значительные концентрации; самостоятельные месторождения блеклой руды редки и большей частью незначительны по размерам.

3) Чрезвычайно распространены блеклые руды в полиметаллических, серебро-свинцовых и реже в медных месторождениях, причем они всегда встречаются в подчиненных количествах, сопровождая простые сульфиды. Изредка встречаются блеклые руды в месторождениях сурьмяно-ртутных.

4) Можно заметить, что, как правило, мышьяковые разности характеризуют более высокотемпературные типы месторождений, преимущественно медные, в то время как сурьмяные блеклые руды наибольшее развитие получают в месторождениях, образованных при умеренных и низких температурах, — полиметаллических, серебряных, антимонитовых.

5) Положение блеклой руды относительно других сопровождающих ее минералов, особенно галенита и халькопирита, меняется в различных типах месторождений. В сложных полиметаллических мезотермальных месторождениях блеклые руды обычно выделяются позже сфалерита и в большинстве случаев до галенита и халькопирита. Однако, последние два минерала иногда выделяются одновременно с блеклой рудой, а иногда и раньше ее. Выделение блеклой руды после галенита свойственно, главным образом, относительно низкотемпературным месторождениям лепто- и эпитермальной зоны. В сурьмяно-ртутных месторождениях блеклая руда является, повидимому, всегда наиболее ранним минералом.

2. Фаматинит Cu_2SbS_4

Фаматинит, в отличие от блеклых руд, является соединением Cu_2S с пятисернистой сурьмой и относится к группе сульфоантимониатов. По сравнению с блеклыми рудами он встречается редко. В противоположность своему мышьяковому аналогу — энаргиту — он не образует значительных скоплений и отлагается в последние фазы рудообразования. Так, он является наиболее молодым минералом колчеданных медных месторождений (Сиерра Фаматина, Церро де Паско, Успенский рудник), отлагаясь в них обычно позже энаргита; в медно-цинковых колчеданах Урала он, наряду с оранжеборнитом, также отлагается в наиболее низкотемпературные фазы значительно позже мышьяковых минералов — теннантита и леллингита. Иногда фаматинит встречается в незначительном количестве в сурьмяно-ртутных месторождениях (Хайдаркан в Алайском хребте, Арамашевское месторождение на Урале).

3. Сложные сульфоантимониты свинца и меди (бертонит и бурнонит)

Два известных сульфоантимонита свинца и меди — бертонит $2(\text{Pb} \cdot \text{Cu}_2)\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ и бурнонит $2\text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ очень похожи друг на друга и отличаются только по химическому составу: бертонит содержит переменные относительные количества меди и свинца, тогда как бурнонит, согласно Шнейдерхену (63), имеет более или менее постоянный состав, так что медь и свинец могут только незначительно замещать друг друга. Бертонит является крайне редким и мало изученным минералом; гораздо более распространен бурнонит. Так как в нашем районе бурнонит является ведущим рудным минералом, то мы остановимся на нем подробнее.

Рентгенографически бурнонит исследован норвежцем Иваром Офтедалем (59), который установил постоянные элементарной ячейки бурнонита: $a = 8.10 \text{ \AA}$, $b = 8.65 \text{ \AA}$, $c = 7.75 \text{ \AA}$. Распределение атомов Cu , Pb , Sb между узлами решетки автором не выяснено. Сопоставляя рентгенографические исследования с данными кристаллографии, Офтедаль приходит к заключению, что бурнонит относится к группе $V_h^{13} = P_{\text{mmn}}$.

Микроскопия бурнонита изучена слабо, большинство реактивов на него не действует (по Шнейдерхену, HNO_3 , KCN , HCl , FeCl_3 , KOH отрицательны). Микрохимическому методу определения бурнонита посвящена статья Хеда и Люфборова (50), которые предлагают производить травление бурнонита азолитмином, в целях отличия его от тетраэдрита.

Бурнонит является довольно распространенным минералом, встречаясь в незначительных количествах во многих полиметаллических месторождениях. В противоположность блеклым рудам условия его образования довольно ограничены. Он почти никогда не встречается в медных месторождениях, обладающих относительно высокой температурой образования, но зато в полиметаллических месторождениях он является частым минералом, сопровождая обычно галенит и тетраэдрит. Включения бурнонита в галените представляют собой весьма частые явления; они в большинстве случаев, согласно Шнейдерхену, возникли одновременно с вмещающим их галенитом, но в некоторых месторождениях, как указывает тот же Шнейдерхен, мы наблюдаем замещение бурнонита галенитом и очевидно, что в этом случае бурнонит является более ранним минералом. Иногда бурнонит образуется на границе между галенитом и тетраэдритом (Такели—Средняя Азия, Капник); в этом случае его можно рассматривать как реакционный минерал.

Сравнивая между собой бурнонитсодержащие месторождения, мы можем сказать, что большей частью бурнонит встречается в свинцовых месторождениях, образованных при умеренной температуре; большинство месторождений, содержащих бурнонит, может быть отнесено к лептотермальной зоне Грейтона.¹ В типично мезотермальных месторождениях бурнонит встречается реже и выделяется в них в наиболее низкотемпературные фазы; с другой стороны, в низкотемпературных сурьмяно-ртутных месторождениях он тоже почти нигде не встречен. Если присоединиться к попытке Лафлина (12) выделить типоморфные минералы для определенных условий температуры и давления, то мы можем присоединить к его группам «низкотемпературных и высокотемпературных минералогических ассоциаций» еще и группу минералов, характеризующих промежуточные условия температуры и давления; одним из типичных минералов этой промежуточной группы и будет бурнонит, характерный для месторождений лептотермальной зоны.

Установление типоморфных минералов имеет смысл только для месторождений, связанных с глубокорасположенными массивами, так как интрузии, застывающие вблизи поверхности, часто не дают закономерных зон Эммонса и для них более характерны явления телескопии, смешения и наложения минералов с различной температурой образования. Следует также оговориться, что типоморфные минералы отнюдь не определяют глубины образования месторождения; как известно, нередко высокотемпературные месторождения образуются вблизи поверхности (ксенотермальные месторождения Беддингтона) и наоборот, низкотемпературные месторождения иногда спускаются до значительных глубин. Таким образом, типоморфные минералы, так же как и характеризующие ими зоны, имеют только относительное значение; они дают представление лишь об условиях температуры и давления на данном участке в момент рудообразования.

Однако, называя бурнонит «типоморфным минералом лептотермальной зоны», мы выражаем только наиболее частое положение бурнонита в группе лептотермальных полиметаллических месторождений; но не исключена возможность нахождения бурнонита и в других типах месторождений, подобно тому как и типоморфные минералы Лафлина при некоторых обстоятельствах встречаются в несоответствующих для них условиях. Так, Лаусен (53) описывает ассоциацию турмалина, характеризующего, по Лафлину, месторождения пиро- и гипотермальной зоны с киноварью, этим типичным низкотемпературным минералом. В группе минералов, характеризующих промежуточные зоны (мезо- и лептотермальные), такие исключения могут встречаться более часто, чем в крайних группах Лафлина, так как промежуточные зоны связаны друг с другом непосредственными переходами, и граница между ними весьма условна. С этой точки зрения бурнонит, характерный для лептотермальной зоны, изредка может встречаться как в эпитермальных, так и в мезотермальных месторождениях; в последних он все же является самым низкотемпературным минералом и образуется, очевидно, в условиях, близких к лептотермальной зоне.

¹ Предложение Грейтона о внесении в линдгреновскую классификацию добавочной лептотермальной зоны не нашло откликов среди геологов СССР. Тем не менее значительное количество промежуточных мезо-эпитермальных месторождений, преимущественно серебро-свинцовых, богатых сульфоантимонитами $\text{Cu} - \text{Pb} - \text{Ag}$, может быть выделено в эту группу.

Значительных концентраций бурнонит нигде не образует, и самостоятельные бурнонитовые месторождения в литературе не описаны; поэтому Ляканские бурнонитовые жилы представляют особой интерес.

4. Сульфоантимониты свинца

Кеелейит $2\text{PbS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$, варренит $\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, плагионит $5\text{PbS} \cdot 4\text{Sb}_2\text{S}_3$, джемсонит $4\text{PbS} \cdot \text{FeS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$, семсеит $9\text{PbS} \cdot 4\text{Sb}_2\text{S}_3$, буланжерит $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$, эмбритит $3\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, менегинит $4\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, геокронит $5\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$.

Из многочисленных сульфоантимонитов свинца, пожалуй, только два минерала — буланжерит и джемсонит — встречаются более или менее часто; остальные соединения представляют минералогическую редкость и мало изучены. Химически минералы эти мало исследованы; согласно анализам, приведенным у Дольтера, состав анализированных минералов только грубо подходит к установленным формулам и часто уклоняется от них. Микроскопически минералы эти также почти не изучены, и, строго говоря, их почти невозможно отличить друг от друга; хотя джемсонит и отличается от похожего на него буланжерита положительной реакцией с KOH , но в большинстве случаев реакции травления для диагностики минералов этой группы не характерны. Возможно даже, что мы в этой группе имеем не отдельные минералы с постоянными коэффициентами при PbS и Sb_2S_3 , а ряд непрерывной смесимости, подобно тому, как это установлено для группы сульфоарсенидов свинца.

Согласно данным рентгенографических исследований Феррари и Курти (47), сульфоарсениды Бинненталья образуют непрерывный ряд смешанных кристаллов между аурипигментом и дюфренуазитом. В этом случае, согласно авторам, можно было бы рассматривать склероклаз $\text{PbS} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$, ливеингит $4\text{PbS} \cdot 3\text{As}_2\text{S}_3$, баумгауерит $4\text{PbS} \cdot 3\text{As}_2\text{S}_3$ и ратит $3\text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3$ не как самостоятельные виды кристаллов, а как члены различного состава, принадлежащие к ряду смешанных кристаллов. Постепенные переходы между этими минералами дают возможность Бадеру (41) предполагать, что наблюдающиеся в настоящее время минералы Бинненталья образованы в результате переработки мышьяксодержащими растворами более старого предальпийского свинцового месторождения, причем возник ряд непрерывных по составу сульфосолей свинца с различным количеством молекулы As_2S_3 до чистого аурипигмента включительно.

К сожалению, сульфоантимониты свинца рентгенографически пока не изучены. Возможно, что и здесь в известных границах мы имеем непрерывный ряд. С этой точки зрения представляет интерес месторождение Вольфсберг в Нижнем Гарце, где мы, подобно Бинненталю, встречаем ряд разнообразных сульфосолей свинца, но уже не мышьяковых, а сурьмяных. На ряду с простыми сульфидами — пиритом, халькопиритом, сфалеритом — обнаружены здесь многочисленные сульфоантимониты: блеклые руды, бурнонит, джемсонит, буланжерит, плагионит, цинкениит, вольфсбергит и, наконец, антимонит, а также мышьяковые минералы — аурипигмент и реальгар.

Месторождения Бинненталь и Вольфсберг, характерные развитием разнообразных свинцовых сульфосолей, являются, впрочем, единственными в своем роде. Сульфоарсениды Pb вообще являются редкими, за исключением, может быть минерала иорданита, который встречается иногда и в высокотемпературных месторождениях. Так, С. С. Смирнов отмечает

«минерал, близкий к иорданиту» в гипотермальном Андреевском месторождении на Урале (Изв. Геол., 1926, стр. 923).

Хотя поле устойчивости сложных сульфосолей Sb и As при обычном давлении и ограничено, однако В. И. Вернадский допускает возможность существования их в областях большого давления при температурах 300—600°, а может быть и выше (6). С этой точки зрения большой интерес представляет джемсонитовое месторождение Zimapan в Мексике, образованное, согласно Линдгрену (56), при температуре 400—550° С. Однако более обычные сульфоантимониты свинца в месторождениях средних и малых глубин. Они являются частыми минералами в свинцовых и полиметаллических месторождениях, сопровождая в них простые сульфиды. Наибольшим распространением среди сульфоантимонитов свинца, как уже было отмечено, пользуются джемсонит и буланжерит, которые иногда присутствуют в значительном количестве. Так, в некоторых Нерчинских месторождениях буланжерит является главным рудным минералом [Покровское, Алгачинское, Южного района и Новоспасское Приаргунского района (2)]. Согласно С. С. Смирнову (26), в нерчинских рудах буланжерит часто сопровождает выделения арсенопирита, являясь, впрочем, значительно более молодым.

5. Поведение сурьмы в гидротермальных месторождениях

Как следует из предыдущего литературного обзора, в мезо- и лептотермальных месторождениях сурьма является постоянным спутником Pb, Cu и Ag, образуя с ними ряд сложных сульфоантимонитов. Согласно Эммонсу (46), главная масса сурьмы сосредоточена именно в гидротермальных месторождениях средних глубин, однако, содержание ее обычно незначительно; носители сурьмы в этой зоне — сульфоантимониты — содержат ее в незначительном количестве (20% и меньше) и сами являются в большей части подчиненными минералами в месторождении; поэтому из месторождений средних глубин сурьма извлекается лишь попутно с другими металлами и главным источником ее промышленной добычи являются эпitherмальные антимонитовые месторождения. Для месторождений больших глубин сурьма не характерна в отличие от химически близкого к ней мышьяка, который добывается преимущественно из высокотемпературных месторождений гипо-, реже мезотермальной зоны. Противопоставляя друг другу химически родственные между собой сурьму и мышьяк, можно сказать, что условия концентрации этих металлов в природе существенно отличны. Минералы мышьяка образуются обычно при более высоких температурах, чем соответствующие им минералы сурьмы. Так, главный носитель мышьяка в природе — арсенопирит, хотя и является проходящим минералом, отлагаясь при самых разнообразных условиях до эпitherмальных месторождений включительно, все же в наибольшем количестве присутствует в высокотемпературных месторождениях, контактно-метаморфических, гипотермальных; в мезотермальных месторождениях он чаще выделяется первым в самые высокотемпературные фазы минерализации. В противоположность этому единственный сурьмяно-железный минерал бертьерит встречается гораздо реже и в меньших количествах, причем он образуется исключительно в низкотемпературных месторождениях [Шнейдерхен (63)].

То же самое соотношение мы наблюдаем и в медьсодержащих соединениях мышьяка и сурьмы; мышьяковые минералы теннантит и энаргит при-

надлежат большей частью к более высокотемпературным месторождениям, чем соответствующие им тетраэдрит и фаматинит.

В полиметаллических месторождениях средних температур мышьяк встречается чаще в виде арсенопирита, выделяющегося в первую фазу рудообразования; сурьма же в этих месторождениях обычно входит в соединения с Cu и Pb и образует ряд сложных сульфосолей, отлагающихся преимущественно в последние, наиболее низкотемпературные фазы. Таким образом, если в медных месторождениях мы наблюдаем часто ассоциации; пирит, халькопирит, энаргит, теннантит, фаматинит (тип Бьюта), то в полиметаллических мезотермальных месторождениях чаще встречается сочетание: пирит — арсенопирит — халькопирит — тетраэдрит и другие сульфосоли сурьмы. Объяснить, почему одни и те же элементы при разных условиях образуют различные комбинации, мы не можем, возможно, что преимущественное образование различных сочетаний зависит в значительной степени от относительного количества тех или других элементов в сложном гидротермальном растворе.

Переходя к группе лептотермальных месторождений, мы вступаем в область развития сложных сульфоантимонитов; сульфоарсениты представлены в этих месторождениях гораздо меньше: здесь тетраэдрит обычно преобладает над теннантитом, из группы сложных сульфосолей Pb и Cu распространенным является только бурнонит, в то время как его мышьяковый аналог — зелигманит — представляет минералогическую редкость. В группе свинцовых сульфосолей также наибольшим распространением пользуются сульфоантимониты, тогда как сульфоарсениты свинца в общем редки, и богатое ими месторождение Бинненталь представляет исключение.

В эпитермальных серебряных месторождениях сложные сульфосоли также образуются преимущественно сурьмой. Так, ряд серебряных сульфоантимонитов гораздо богаче минералами, чем соответствующий ему ряд сульфоарсенитов серебра. В противоположность сурьме, образующей сложные сульфосоли Cu—Pb—Ag, мышьяк в низкотемпературных месторождениях дает, главным образом, простые арсениды, вступая в соединения с никелем и кобальтом.

При наиболее низких температурах (около 100°) выделяются простые сульфиды мышьяка и сурьмы — аурипигмент с реальгаром и сурьмяный блеск; последний образует часто промышленные концентрации. Таким образом, хотя сурьма и мышьяк в силу химического родства и образуют ряд параллельных минералов и часто замещают друг друга в любых пропорциях, но все же пути миграции их различны. Для мышьяка характерна способность образовывать сравнительно простые соединения с группой тяжелых металлов Fe, Ni, Co; сурьма же чаще входит в сложные соединения с металлами Pb, Cu, Ag.

В противоположность мышьяку сурьма не характерна для больших глубин, наибольшее количество ее находится в месторождениях средних глубин. В месторождениях полиметаллических и серебряных она неизменно присутствует в переменных количествах и образует ряд разнообразных сложных сульфосолей с медью, свинцом, серебром; но промышленную концентрацию получает она только в эпитермальных антимонитовых месторождениях.

6. Положение сульфоантимонитов Cu—Pb в гидротермальном процессе

Как известно, эпитермальные месторождения антимонита обычно образуются при низкой температуре далеко от своего магматического источ-

ника. Они чаще всего связаны с месторождениями киновари, но редко обнаруживают связь с месторождениями более глубоких зон. Иногда, впрочем, в антимонитовых месторождениях встречаются редкие включения других минералов, главным образом блеклых руд или иных сульфоантимонитов, но непосредственного перехода промышленного месторождения сурьмы в промышленное месторождение других металлов по мере углубления работ обычно не отмечается, однако в редких случаях мы все-же можем наблюдать постепенное изменение состава с глубиной. Так, в Касапалке, где обнаруживается резко выраженная горизонтальная зональность, месторождение сохраняет свое промышленное значение при переходе от полиметаллических руд лептотермальной зоны к эпitherмальным антимонитовым рудам. Лептотермальные руды, согласно Mc. Kinstry (52), представлены главным образом пиритом, сфалеритом с незначительным количеством галенита и тетраэдрита. Они постепенно сме-



Рис. 11. Разрез месторождения Касапалка, по McKinstry

няются более низкотемпературными рудами промежуточного состава, в которых пирит является уже подчиненным минералом, а преимущественное развитие имеют тетраэдрит, сфалерит, галенит и бурнонит; наконец, руды промежуточного состава уступают место антимониту, характеризующему минерализацию эпitherмальной зоны; последний наибольшее развитие имеет в периферических зонах месторождения.

В окрестностях Касапалки наблюдаются ветвящиеся узкие бурнонитовые жилки с некоторым количеством стибнита, красной серебряной руды и арсентита (рудник Сант-Антонио).

Переход от серебряно-свинцовых месторождений к антимонитовым в Боливии отмечен Альфельдом (37). Здесь месторождения галенита и антимонита образуют смешанные формы (Mischtypen). Встречаются все переходы от чисто свинцовых жил до антимонитовых; в последних свинец содержится в количестве от 1 до 20%. Он входит здесь преимущественно в сульфоантимониты — джемсонит и буланжерит, которые находятся в тесном срастании с антимонитом.

Месторождение переходного типа, представленное преимущественно сульфоантимонитами, отмечено также в Южном Юконе, в западном углу Юконского плато, где жилы до 2 м мощности состоят преимущественно из кварца, барита, джемсонита, сфалерита, блеклой руды, серебросодержащего галенита и сурьмяной охры; жилы эти по составу отличаются от типичных сурьмяных жил и образуют переход к сульфидным Ag—Pb—Zn жилам.

Приведенные примеры доказывают возможность непосредственного перехода эпitherмальных сурьмяно-ртутных месторождений в более высокотемпературные месторождения других металлов, причем всегда эти переходы характеризуются развитием сложных сульфоантимонитов.

Таким образом, мы можем сделать следующие выводы:

1) Обилие и разнообразие сульфоантимонитов характеризует собой чаще всего месторождения промежуточного типа, представляющие переход от эпитермальной к мезотермальной зоне, т. е. укладывающиеся в группе лептотермальных месторождений Грейтона.

2) Обычно мы наблюдаем самостоятельные месторождения сложных сульфоантимонитов в специфически сурьмяных провинциях, характерных развитием антимонитовых месторождений.

3) Эти промежуточного типа жилы, в которых сложные сульфоантимониты преобладают над другими минералами, встречаются сравнительно редко. Помимо сурьмы, непременным условием их возникновения является наличие в растворе Cu , Pb , которые чаще отлагаются при более высоких температурах мезотермальной зоны. Таким образом только в тех случаях, когда на глубине почему-либо отсутствуют благоприятные условия для отложения свинца и меди, последние могут достигать границы мезо- и эпитермальной зоны и вступать здесь в соединения с сурьмой, образуя сложные сульфоантимониты. Итак, для возникновения месторождений, в которых сульфоантимониты являются преобладающими минералами, необходимо сочетание следующих благоприятных условий:

а) богатство растворов сурьмой;

б) отсутствие благоприятных условий для отложения Pb и Cu на больших глубинах и вынос их вместе с сурьмой на границы эпитермальной зоны;

в) наличие благоприятных структурных условий для отложения их в этой более поверхностной зоне.

Все эти условия, необходимые для возникновения месторождений сложных сульфоантимонитов, и осуществились в нашем районе.

ГЛАВА VI

ГЕНЕЗИС ЛЯКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ляканское месторождение, крайне своеобразное по своему минералогическому составу, характеризуется повсеместным развитием бурнонита, который встречен во всех рудных участках и часто является ведущим минералом. Меньше развиты другие сульфоантимониты — джемсонит и тетраэдрит; в переменном количестве присутствуют простые сульфиды — галенит, халькопирит; сфалерит и пирит играют относительно малую роль.

Обращаясь к литературным данным, следует сказать, что месторождения типа Лякана встречаются крайне редко; бурнонит обычно нигде не достигает значительных концентраций, и указания на самостоятельные бурнонитовые прожилки мы находим только в месторождении Сант-Ан-тонио, в окрестностях Касапалки. Месторождение это не вполне соответствует нашему типу, оно отличается от Ляканского присутствием серебряных минералов: красной серебряной руды и аргентита, приближает же его к жилам Лякана преобладание бурнонита и других сульфосолей над простыми сульфидами.

Много общих черт с Ляканом обнаруживает район Нагольного кряжа, где, как и в Лякане, сульфоантимониты и, в особенности, бурнонит, местами играют заметную роль. Похожи эти месторождения также и морфологически: жилы Лякана, так же как и жилы Нагольного кряжа, отличаются малой мощностью, они часто выклиниваются во всех направлениях, а местами, расщепляясь на сеть тонких ветвящихся прожилков, образуют сложные жилы и минерализованные зоны дробления. Развитие брекчие-

вых, поясовых и друзовых структур одинаково типично как для того, так и для другого месторождения. Чрезвычайно неправильное распределение рудных минералов в жиле, чередование рудных столбов и гнезд с безрудным жильным минералом свойственно как Лякану, так и Нагольному кряжу.

Маломощность рудных прожилков и распыленность рудных проявлений Нагольного кряжа¹ объясняют удаленностью месторождения от магматического источника. Абсолютная глубина образования жил Нагольного кряжа принимается равной 4—5 км. Ляканское месторождение, как мы увидим ниже, образовалось на меньших глубинах. В общем же следует считать, что хотя месторождение Лякана и относится к несколько более низкотемпературному типу, оно крайне похоже на жилы Нагольного кряжа, уступая им, впрочем, в масштабе оруденения.

Подобно большинству месторождений со сложными сульфоантимонитами и жилы Нагольного кряжа, и жилы Лякана приурочены к специфически сурьмяным геохимическим провинциям. Месторождения Нагольного кряжа генетически связаны с сурьмяно-ртутными месторождениями Никитовки; что же касается нашего месторождения, то на расстоянии 30 км от Лякана находится сурьмяно-ртутное месторождение Хайдаркан, которое является одной из рудных точек большого широтного сурьмяно-ртутного пояса, протягивающегося вдоль северных предгорий Алайского и Туркестанского хребтов на расстояние 150 км.

Геохимическим доказательством генетической общности наших жил с месторождениями сурьмяно-ртутного разлома является присутствие ртути в полиметаллических месторождениях Лякана и присутствие меди в сурьмяно-ртутном месторождении Хайдаркан. Медь входит в Хайдаркане в состав фаматинита, а также вторичных минералов — малахита и азурита.

Характерна также одинаковая последовательность жильных минералов в месторождениях Хайдаркан и Лякан. В обоих участках первым отлагался серый мелкозернистый яшмовидный кварц, который был раздроблен последующими интерминеральными передвижками и сцементирован белым сахаровидным рудоносным кварцем. В обоих участках встречен в некотором количестве барит, который выделялся после отложения рудоносного кварца и до кальцита. Но, в отличие от Лякана, в Хайдарканском месторождении присутствует также и флюорит. Очевидно все же, что последовательность выделения жильных минералов здесь в основном сохраняется по вертикали, в то время как рудные минералы носят в каждом месторождении специфические черты, определяющиеся условиями температуры и давления на данном отрезке в момент рудообразования.

Структурные условия образования этих двух типов месторождений, различающихся по температуре своего возникновения, соответственно различны: месторождения Лякана представлены мощными кварцево-кальцитовыми жилами, выполняющими открытые тектонические трещины на протяжении 10 км, в то время как более низкотемпературные месторождения типа Хайдаркана локализируются в сводах антиклинальных складок, создавая сложные по структуре и неправильные по форме тела, метасоматически замещающие породы. Существенным отличием этих типов месторождений является также различная степень развития в них послерудных дислокаций: в то время как жилы Лякана деформированы сравнительно

¹ Нагольный кряж (предварительный отчет о работах экспедиции в Нагольном кряже). Изд. Украинской Академии Наук, Киев, 1935.

мало, рудное тело Хайдаркана пересечено многочисленными и многообразными пострудными передвижками, которые нарушили его первоначальную целостность. Однако, несмотря на отличие в условиях образования, с несомненностью устанавливается генетическая связь этих двух типов месторождений.

Согласно В. Э. Пояркову, сурьмяно-ртутные месторождения Хайдаркана находятся также в генетической связи с $Zn-Pb$ рудами Шор-булака — небольшого полиметаллического месторождения замещения в известняках, расположенного на расстоянии 7 км к северу от Хайдаркана. В. Э. Поярков на основании сопоставления стратиграфических разрезов этих двух участков заключил, что полиметаллическое месторождение Шор-булак образовалось, по крайней мере, на 1 300 м глубже, чем сурьмяно-ртутное месторождение Хайдаркан; абсолютная глубина образования последнего им не указана.

Ляканское месторождение по своему составу отвечает промежуточному типу минерализации, и его геохимически можно рассматривать как связующее звено между цинково-свинцовым месторождением Шор-булак и сурьмяно-ртутным Хайдарканом.

Для точного установления глубины образования Ляканских месторождений у нас недостаточно данных, но можно считать, что она была невелика. Месторождения прорезают верхнепалеозойскую толщу, но не затрагивают триаса, и, следовательно, максимальная глубина образования жил, по всей вероятности, не превосходит общей мощности верхнего палеозоя. Мощность верхнепалеозойских отложений в горах Гузан достигает 3 000 м, и так как рудные месторождения расположены, главным образом, в средней части разреза верхнего палеозоя, то максимальная глубина их образования вряд ли превышает величину 1 500—2 000 м. Собственно, об относительно неглубоком образовании месторождения мы можем судить и по структуре жильного тела: об этом говорит наличие сложных ветвящихся жил и жильных штокверков в зонах дробления, развитие явлений полосчатости, крустификация; чрезвычайно типичны для месторождений, образованных неподалеку от поверхности, и структуры кварца, представленного здесь аномальными разностями, перистыми, фламбоидальными и др.

Таким образом, как данные о положении месторождения относительно древней поверхности эрозии, так и данные о структуре жил и жильных минералов убеждают нас в том, что Ляканские бурнонитовые месторождения были образованы на небольшой глубине, вряд ли большей, чем 1 500 м. Температура возникновения ляканских жил была также, по видимому, невелика: очевидно, она несколько превышала температуру образования Хайдарканских сурьмяно-ртутных руд, которые отложились, по Ферсману (Геохимия, т. II), при температуре не выше, чем 150°.

Можно было бы предположить, что Ляканские рудные жилы связаны со щелочными экструзивными породами, пересекающими верхнепалеозойскую песчано-сланцевую толщу по речке Ачик-су. Однако нам кажется более вероятным, что и изверженные, и рудные жилы Лякана являются параллельными и более или менее одновременными дериватами общего магматического очага. За наличие такого глубинного источника, выделяющего в известный момент своего охлаждения растворы, богатые сурьмой, говорит выдержанность сурьмяной минерализации на протяжении многих десятков километров. Согласно Д. И. Щербакову, ртутно-сурьмяные месторождения Южной Ферганы приурочены не к определенной тектонической зоне, а к ряду более или менее параллельных сбросовых линий, идущих

вдоль Алайского и Туркестанского хребтов». Выдержанность минерализации вдоль этого сложного пояса позволяет говорить о наличии здесь особой геохимической сурьмяно-ртутной провинции.

Установление генетической связи бурнонитовых месторождений Лякана с антимонитовыми месторождениями Южной Ферганы позволяет подойти к вопросу о возрасте последних. В Лякане установлен доальпийский возраст рудных жил; соответственно этому можно предполагать, что и ртутно-сурьмяные месторождения Южной Ферганы, которые ранее считали альпийскими, в действительности являются более древними. К заключению о доальпийском — верхневарисцийском или нижнекиммерийском — возрасте этих месторождений пришли в последнее время Д. И. Щербаков и В. Э. Поярков.

Глубинные изверженные породы, секущие верхний палеозой, которые могли бы являться причиной образования сурьмяно-ртутных месторождений, встречены в Алайском хребте в большом количестве. В большинстве своем это породы гранитного или гранодиоритового состава. Они изучены детально В. А. Николаевым на востоке, в районе Ак-буры, а также встречены по Исфайраму, в районе притока Сурме-таш. Гранитный массив, врезающийся в толщу верхнепалеозойских конгломератов, обнаружен также в горах Кара-тау, к западу от г. Исфары. Кроме того, отдельные выходы интрузивных пород, прорывающих верхнепалеозойские отложения, отмечены в ряде точек геологами Поярковым и Бирюковым в их исследованиях по Алайскому хребту. Таким образом интрузивная деятельность имела большое развитие в период между отложением верхнепалеозойских песчано-сланцевых и конгломератовых толщ и нижним мелом, а в Ляканском районе, как показывают наблюдения, между верхним палеозоем и верхним триасом.

С оживлением интрузивной деятельности в последние фазы варисцийской или ранние фазы киммерийской складчатости связано образование целого ряда полиметаллических месторождений в Алайском и Туркестанском хребтах. К числу месторождений этого цикла относятся мышьяково-кобальтовое месторождение Чал Куйрук в Алае, свинцовые и медные жилы на р. Кан к западу от Исфары, мышьяковое месторождение в верхнепалеозойских конгломератах вблизи гранитов в горах Кара-тау, а также предположительно отнесены геологом Дюгаевым к верхнепалеозойскому циклу и месторождения свинца в пещере Канигут.

По направлению на север от описанной полосы, в районе Карамазара, также значительное число месторождений пересекает верхнепалеозойскую аркозовую толщу, таковы месторождения Такели, Лашкерек и др.

Таким образом, мы приходим к выводу об относительно молодом возрасте значительной части известных полиметаллических месторождений в южных дугах Тянь-Шаня. Повидимому, большинство из них связано с верхневарисцийскими или нижнекиммерийскими интрузиями.

Одновременно следует понизить возраст киноварно-антимонитовых месторождений Алая, образование которых относилось раньше исследователями к альпийской складчатости. Очевидно, сурьмяно-ртутный процесс представляет последнюю и, возможно, несколько отдаленную во времени фазу в едином металлогенетическом цикле, генетически связанную с полиметаллическими и медными месторождениями района. Как промежуточное звено в этом едином процессе минерализации встречается своеобразный минеральный комплекс месторождений сложных сульфоантимонитов типа Лякана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамс. Микроскопическое изучение жильного кварца. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов. Горно-геол.-нефт. изд., 1934.
2. Азбелев П. П., Домаревы Викт. С. и Влад. С. Сурьма. Обзор минеральных ресурсов СССР. Изд. Геолкома, вып. 46, 1928.
3. Бетехтин А. Г. Некоторые данные по серебро-свинцовому месторождению Талды-Булак в Семиречьи. Изв. ГГРУ, вып. 28, 446—456, 1931.
4. Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII, 6 (Исфара). 1935.
5. Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. 1917.
6. Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. Вып. 1, 1918.
7. Вольфсон Ф. И. Такели как тип рудных месторождений юго-западного Тянь-Шаня. Изд. Академии Наук СССР, 1936.
8. Дюгаев И. В. Материалы к петрографии Карамазара. Академия Наук СССР, Труды Таджикской базы, 1935.
9. Калиткий К. Нефтяные месторождения Шор-су и Камыш-баши, 1915 г. Труды Геолком., н. с., вып. 133.
10. Криштофович А. Н. Ангарская свита. Байкальский отдел. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР, вып. 26, 1933.
11. Куплетский Б. М. Проблемы петрографии Туркестанского хребта. Труды ТПЭ, вып. 51, 1936.
12. Лафлин и Беер. Классификация рудных месторождений (Геология рудных месторожд. западных штатов США. (Линдгреновский сборник). 1937 г.
13. Линдгрён В. Минеральные месторождения. Вып. II, 1934 и вып. III, 1935.
14. Линдгрён В. Магмы, дайки, жилы (ньюйоркское совещание 1926 г.).
15. Лучицкий. Исследования в области известняковых контактов хр. Киргиз-ата. Тр. по изуч. радия, 1926 г., т. 2.
16. Москвин А. В. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта. Научные итоги ТПЭ, 1936.
17. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
18. Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта, Труды ТПЭ, вып. I, 1936.
19. Николаев В. А. Материалы к петрографии Восточной Ферганы. Труды Геолком., н. с., вып. 169, 1928.
20. Обручев В. А. Рудные месторождения, 1934.
21. Поярков В. Э. Хайдаркан. Геология и рудоносность. Труды ТПЭ, вып. 62, 1936.
22. Радкевич Е. А. К петрографии Такели. Труды ТПЭ, вып. 61, 1936.
23. Самойлов Я. В. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа, 1906.
24. Сауков А. А. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. Труды Памирской экспедиции, III (13), стр. 68, 1930.
25. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
26. Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Гос. научно-технич. горно-геол. нефт. изд., 1934.
27. Сперр Дж. Рудные магмы. Сборник. Новые идеи в учении о рудных месторождениях. Серия II, вып. 5. Гос. научно-технич. горно-геол.-нефт. изд., 1933.
28. Стулов Н. Н. Материалы к геологии и петрографии Гиссарского хребта. Труды ТПЭ, вып. 40, 1936.
29. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I, 1933 и т. II, 1934.
30. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. Акад. Наук, 1932.
31. Шабаров Н. В. Записка к международному конгрессу геологов (рукопись в Отделе фондов Среднеаз. ГГРУ).

32. Шахов Ф. Н. Материалы по геологии Таналык-Баймакского медно-рудного района на Южном Урале. Изв. Сиб. техн. института, 49, № 1.
33. Щербаков Д. И. К геохимии Алайского хребта. Памирская экспедиция 1928 г., Изд. Акад. Наук, 1931.
34. Щербаков Д. И. К минералогии окрестностей селения Лякан в Южной Фергане. Доклады Академии Наук СССР, стр. 153—156, 1926.
35. Щербаков Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. отч. ТПЭ, 1934 г.
36. Ягловкин И. С. Вторичное обогащение сульфидов. Горн. журн., № 3—4, 1924.
37. Ahlfeld A. Die Wollfram und Antimonerzorkommen Boliviens. Z. prakt. Geol., H. 9, 137—140, 1925.
38. Anderson A. L. Notes on the oxidation of jamsonite, sphalerite and tetrahedrite. Econ. Geol., № 8, 687—705, 1932.
39. Anderson A. L. The incipient oxidation of Galena. Econ. Geol., № 5, 528—543, 1930.
40. Anderson and Raso. Silver mineralisation in the Banner Ag.-District Idaho. Econ. Geol., № 4, 371—388, 1934.
41. Bader Henry. Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 14, H. 2, 319—44, 1937.
42. Berg G. Genetische Beziehungen vulkanischer Erzmetasomatosen. Z. pr. Geol., H. 9, 147, 1935.
43. Berg G. Vein filling during the opening of fissures. Econ. Geol. № 1, 87—94, 1932.
44. Beischlag-Krusch, Vogt. Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Stuttgart, 1921.
45. Doelter. Mineralchemie. 1911.
46. Emmons. The principles of Economic Geology, 1918.
47. Ferrari A., e Curti R. I solfoarsenti di piombo. Period. di Mineral., 155, 1934.
48. Gratton L. G. The depth-zones in ore deposition. Econ. Geol., № 6, 514—556, 1933.
49. Gotschalk and Bühler. Oxidation of sulphides. Econ. Geol. 13—34, 1912.
50. Head and Loofbouro. A microchemical method for determination of Bournonite. Econ. Geol., № 3, 301—306, 1934.
51. Kinstry Mc. Silver Mineralisation at Beaverdell. Econ. Geol. № 4, 434—441, 1926.
52. Kinstry Mc. H. E. and Noble I. A. The veins of Casapalka, Peru. Econ. Geol., № 6, 1932.
53. Lausen C. Tourmaline-bearing cinnabar veins of the Masatsal Mountains, Arisona. Econ. Geol., 482—791, 1926.
54. Lindgren W. Silver mine of Colquirica, Peru. Econ. Geol., № 4, 331—347, 1935.
55. Lindgren W. The vein filling at Bendigo, Victoria. Econ. Geol., 314, 1920.
56. Lindgren W. and Whitehead. A deposit of jamsonite near Zimapan, Mexico. Econ. Geol., 135, 1914.
57. Machatschki. Präzisionsmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fehlerze. Formel und Struktur derselben. Z. Krist., 68, 204—222, 1928.
58. Newhouse W. H. The temperature of formation of the Mississipi Valley lead-zinc deposits. Econ. Geol., № 6, 744—751, 1933.
59. Oftedal Ivar. Die Raumgruppe des Bournonits. Z. Krist. B. 83, 157, 1932.
60. Pauling L. and Neuman E. W. The crystal-structure of Binnite $(\text{Cu, Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ and the chemical composition and structure of minerals of the tetrahedrite group. Z. Krist., B. 88, H. 1, 1934.
61. Schaul B. M. The cause of banding in fissure veins. Am. Min., XIX, № 9, 393—403, 1934.
62. Shannon. Miargirite and tetrahedrite from the Flint. Idaho. Amer. Min. № 1, 1928.
63. Schneiderhöhn H. und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie.
64. Stelzner und Bergeat. Die Erzlagerstätten. Leipzig, 1904.
65. Warren Harry W. Relation between Ag-content and tetrahedrite in the Ores of the north Cananea Sonora. Mexico. Econ. Geol. № 3, 757—1932.
66. Whitehead. The veins of cobalt, Ontario. Econ. Geol. 124, 1920.
67. Waldo A. Identification of the copper ore minerals by means of x-ray. Am. Min., 20, № 8, 1935.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Глава I. Введение	1
Глава II. Геология Ляканского района	8
Глава III. Рудные месторождения	17
Глава IV. Минералогический очерк	47
Глава V. Положение сложных сульфoантимонитов свинца и меди в процессе рудообразования	60
Глава VI. Генезис Ляканского месторождения	72

О П Е Ч А Т К И

<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует</i>
10 сн.	осевой части хребта	осевой части Туркестанского хребта.
18 св.	песчано-сланцеватая	песчано-сланцевая
7 св.	биотита в контакте	биотита, в контакте
6 сн.	4 м	8 м
6 сн.	три генерации барита	две генерации барита
6 св.	редко	резко

Радкович.

Цена 3 руб.

К-261

ПРИЕМ ЗАКАЗОВ И ПОДПИСКИ

ПРОИЗВОДИТСЯ:

НА ВСЕ ИЗДАНИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

1. В Отделе Распространения Издательства Академии Наук СССР. Москва, Проезд Художественного театра, 2. Тел. 2-14-62; 3-77-24.
2. В Ленинградском отделении Издательства Академии Наук СССР. Ленинград, 104, Пр. Володарского, 53а. Тел. 1-66-81.
3. Доверенными Издательства, снабженными специальными удостоверениями.
4. Всеми отделениями КОГИЗа.

Вниманию абонентов:

Научные работники и учреждения, состоящие абонентами, направляют запросы и заказы в А б о н е м е н т н ы й с е к т о р Издательства Академии Наук СССР — Москва, Проезд Художественного театра, 2.