

МИНЕРАЛОГИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА" СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

549:553.065

МИНЕРАЛОГИЯ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЯКУТИИ

Ответственный редактор *Б. Л. Флеров*

955



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК, 1974



В книге описываются минералы скарновых месторождений олова и вольфрама, касситерит-сульфидных, золото-сурьмяного, вольфрамит-кварцевого и полиметаллических серебряносных месторождений, их парагенезисы и условия образования. Приводятся результаты химических и спектральных анализов.

Книга предназначена для геологов научных и производственных организаций, занимающихся изучением и разведкой эндогенных месторождений.

М $\frac{20805-1570}{042(01)-74}$ 601-74

© Издательство «Наука», 1974.

Б. Л. ФЛЕРОВ, А. В. ДОРОФЕЕВ, Б. Я. БИЧУС,
А. Ш. ГАНЕЕВ, Ю. Я. ЖДАНОВ, Л. Н. ИНДОЛЕВ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЧЫБАГАЛАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ СКАРНОВ

Чыбагалахское месторождение обнаружено и впервые исследовалось О. Г. Эповым и Е. В. Стригачевым. Они же выделили два типа оловорудных тел (залежи пироксен-гранатовых скарнов у контакта Сыачанского гранитного массива и его апофиз и жиллообразные тела существенно амфиболового состава среди карбонатных пород вблизи контакта с гранитами) и разделили процесс минерализации на четыре стадии: магнезиальных скарнов, известковых скарнов, касситерит-амфиболовую и сульфидную. Данная статья написана на основании более детальных исследований, проведенных А. Ш. Ганеевым, А. В. Дорофеевым, Ю. Я. Ждановым, Е. В. Стригачевым, Б. Л. Флеровым и др., при участии в камеральной обработке материалов Б. Я. Бичус и Л. Н. Индолева.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудное поле приурочено к северо-восточному контакту Сыачанского массива с осадочными породами Селенняхского горст-антиклинория, окаймляющего с северо-запада Колымский срединный массив. Исследованное месторождение, по О. Г. Эпову, расположено в Чыбагалахской синклинальной зоне, на южном крыле Эфкачанской синклинали третьего порядка. Простирание пород субширотное с незначительным отклонением к северо-востоку и реже к северо-западу; падение — северное под углом 10—40°. Синклиналь осложнена мелкими антиклинальными складками четвертого порядка с более крутым падением южного крыла, местными изгибами складок, вплоть до меридионального простирания, и еще более мелкими прямыми, наклонными и опрокинутыми складками с размахом крыльев 6—30 м. В глинистых сланцах наблюдается дисгармоничная складчатость, а в приразломных участках складки волочения.

Пликративные структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями и активным воздействием интрузии, которая, по-видимому, сыграла большую роль в образовании блоковой

структуры. Нарушения имеют субширотное, северо-восточное, северо-западное и реже субмеридиональное простирание. Протяженность их 0,3—3 км, угол падения 50—90°, редко 25—30°. Тип нарушений — взбросы с амплитудой 150—250 м, сдвиги — 100—150 м и сдвиго-сбросы. Наиболее молодые из них северо-западные. Заложены нарушения, вероятно, в верхнем палеозое одновременно со складчатостью (Пушаровский, 1960), но неоднократно подновлялись.

Сычанский гранитный массив, прорвавший палеозойские породы, имеет овальную, слабо вытянутую в северо-западном направлении форму сечения площадью 700 км² с пологим (10—30°) северо-восточным контактом, менее пологим (40—50°) восточным и крутым, а местами и обратным западным контактами. На участке месторождения поверхность контакта образует мульдообразную впадину и линия его имеет сложные очертания с многочисленными заливами, апофизами и куполами. Контакты — дискордантные вплоть до обратных, местами конкордантные. Апофизы, большей частью крутопадающие, простираются в северо-восточном, субширотном и субмеридиональном направлениях и имеют длину до 1 км при мощности от десятков до 400 м.

Плутон сложен преимущественно среднезернистыми (1—5 мм) биотитовыми гранитами, кое-где крупнозернистыми. Среди них выделяются порфириовидные среднезернистые, порфириовидные мелкозернистые граниты. По О. Г. Эпову, участки распространения среднезернистых порфириовидных гранитов имеют неправильные контуры и тяготеют к западному и восточному контактам массива. Порфириовидные мелкозернистые граниты приурочены к пологим контактам и наибольшим высотам массива и слагают апофизы его. Контакты между мелко- и среднезернистыми гранитами постепенные. В среднезернистых гранитах наблюдаются также жилы и прожилки мелкозернистых мощностью до 1 м, а контуры свалов последних часто свидетельствуют о дайкообразной форме их залегания. Лейкократовые граниты встречаются в эндоконтактовой зоне массива и на вершинах гор и слагают многие апофизы, свидетельствуя о незначительной степени эрозии массива. В восточной части массива, по данным Л. Г. Демина, обособляется поле более основных пород, лишь изредка встречающихся в западной части: биотит-амфиболовых гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, появление которых он объясняет ассимиляцией гранитной магмой вмещающих пород.

Граниты содержат ксенолиты размером до 1 м и более, представленные диоритоподобными породами и гранодиоритами, но амфибол и шпироксен встречаются в них лишь спорадически.

Возраст биотитовых среднезернистых гранитов, определенный Н. И. Ненашевым калий-аргоновым методом по объединенной валовой пробе, — 154 млн. лет, а по объединенной пробе биотита — 173 млн. лет.

И. А. Загрузина в лаборатории СВКНИИ установила возраст пород восточной части массива: порфириовидных среднезернистых

биотитовых гранитов — 126—142 млн. лет (по пяти пробам), роговообманково-биотитовых гранитов — 136 ± 2 млн. лет.

В гранитах встречаются жилы аплитов различного простирания мощностью до 1 м и мелкие невыдержанные, часто пологие жилы пегматитов. Пегматиты секут все породы, ассоциируют с мелкозернистыми и лейкократовыми гранитами, слагают краевые зоны аплитов.

В осадочных породах встречены сравнительно редкие дайки долеритов и диорит-порфиритов северо-восточного и северо-западного простирания. О. Г. Эпов наблюдал обрыв дайки долеритов дайкой гранодиорит-порфиритов и пересечение другой дайки апофизой гранитов. В экзоконтакте массива в них по пироксену и амфиболу образуются мелкочешуйчатый биотит и актинолит. Согласно Л. К. Дубовикову, догранитные дайки такого состава в Тас-Хаяхтае синхронны верхнеюрским эффузивам и нередко представляют собой корневую систему последних. Дайки гранодиорит-порфиритов северо-западного простирания, встреченные в 2 км к северо-востоку от массива, О. Г. Эпов условно относит к тому же времени, что и граниты. Наиболее молодые дайки мончикитов (56 млн. лет) пересекают граниты.

На контакте с гранитами осадочные породы в ореоле шириною до 500 м превращены в скарны, роговики и мраморы. Наиболее распространены мраморы, образованные за счет известняков и доломитов, и кальцифиры разного состава, причем отличить контактовые кальцифиры от кальцифиров внешних зон скарнов не всегда представляется возможным. Среди роговиков по алюмосиликатным породам и породам смешанного состава различаются пироксен-плаггиоклазовые со скаполитом, пироксен-кварцевые, кварц-биотитовые, пироксен-кварц-биотитовые и др. Скарны представлены как магнезиальными, так и известковыми разновидностями.

Жильная серия в гранитном массиве представлена прожилками кварца, турмалина и полевого шпата, причем, по наблюдениям О. Г. Эпова, кварцевый прожилок с молибденитом пересекается жилой аплита, которая, в свою очередь, сечется прожилком турмалина с околожильной грейзенизацией гранитов. Процессы грейзенизации, умеренно развитые в массиве, широко проявлены около скарновых залежей и в самих скарнах, где явились причиной оловянного оруденения, за которым следует сульфидное.

ГРАНИТЫ

Среднезернистые слабо порфировидные граниты имеют гипидиоморфнозернистую, участками монзонитовую структуру. Текстура массивная, местами такситовая за счет полос и шпирообразных выделений, обогащенных биотитом, и неравномерного распределения кварца. Мелкозернистые граниты обладают ясной порфировой структурой. Количественно-минералогический состав гранитов (по 30 шлифам): плаггиоклаз — 27%, калиевый полевой

шпат — 34%, кварц — 34%, биотит — 4%, аксессуарных минералов — 1%.

Среди вкрапленников встречаются все четыре главных породообразующих минерала. В гломеропорфировых сростках биотит идиоморфнее плагиоклаза, а последний идиоморфнее калиевого полевого шпата, образующего порфиробласты с включениями других минералов. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, реже микропегматитовая, пойкилитовая и гранулитовая. Встречаются мирмекитовые вроски кварца в кислом плагиоклазе на месте замещения им калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз во вкрапленниках обладает прямой расплывчатой зональностью с олигоклаз-андезином (№ 25—42) в центре до альбит-олигоклаза (№ 0—16) на периферии; в основной массе — олигоклаз (№ 16—22). Калиевый полевой шпат-микропертит относится к ортоклазу или микроклину. Биотит по оптике ($N_g = 1,686—1,698$, $N_p = 1,615—1,618$) характеризуется общей железистостью $f = 80—95$, по химанализу ($SiO_2—34,35\%$; $TiO_2—2,81$; $Al_2O_3—17,90$; $Fe_2O_3—2,41$; $FeO—22,89$; $MnO—0,36$; $MgO—5,18$; $CaO—0,79$; $Na_2O—0,20$; $K_2O—8,20$; $Li_2O—0,18$; $Rb_2O—0,13$; $P_2O_5—0,21$; $F—1,85$; $+H_2O—3,23$; $\Sigma—100,69\%$) — $f = 79$.

Эпимагматические процессы выразились в слабой серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита с выделением лейкоксена, рутила, эпидота и цоизита. Аксессуарные минералы (1—2%)* представлены в порядке распространения апатитом, цирконом, монацитом, ксенотимом, ортитом, пиритом и знаками анатаза, сфалерита, пирротина, шеелита, касситерита, рутила, киновари, халькопирита, арсенопирита, вольфрамита, ильменита, сфена, корунда, топаза, магнетита. Особо нужно отметить турмалин и гранат, количество которых колеблется от знаков до соответственно 20 и 64 г/т.

Лейкократовые порфировидные граниты эндоконтактной фации отличаются от описанных гранитов большим распространением микропегматитовой и монцитонитовой структур и большими колебаниями состава, несколько менее кислым плагиоклазом (№ 24 и до № 1—13 на периферии зональных зерен). Содержат меньше биотита (2,4%) в общем более низкой железистости ($f = 55—95$), больше турмалина и граната (до 1%). Гранат** относится к марганцовистому альмандину, содержащему 27% минерала спессартина и 8% пирропа.

Аплиты содержат (по 5 шлифам) больше калиевого полевого шпата (48%), меньше — плагиоклаза № 15 (18%) и биотита (1%) и почти столько же кварца (31%), что и граниты. В породе наблюдаются вкрапленники микроклина — микропертита и кварца. Кварц и микроклин показывают одинаковую степень идиоморфизма. Иногда образуют микропегматитовую структуру.

* Исследованы Т. В. Лебедевой в лаборатории Янского районного геологического управления.

** Анализ и формула приведены ниже вместе с анализом гранатов из скларнов.

По химическому составу средне- и мелкозернистые граниты не различаются. Те и другие характеризуются высокой кремнекислотностью (74,69%) и общей железистостью ($f=81$), преобладанием калия над натрием по весу ($n=53$); по содержанию кальция (1,31%) относятся к нормальным глиноземистым гранитам. Отдельные пробы оказались пересыщенными алюминием, а другие, наоборот, кальцием. Сводная проба биотита из среднезернистых гранитов на диаграмме А. А. Маракушева — И. А. Тарарина легла в поле кислых гранитов.

Лейкократовые граниты эндоконтактовой фации сходны с гранитами главной фации по кремнекислотности (75,01%) и близкому коэффициенту общей железистости ($f=82$), но отличаются от них повышенным содержанием щелочей (9,00%) при несколько меньшем преобладании калия над натрием по весу ($n=56$), меньшей известковистостью (0,72%). Следует, правда, отметить, что n и f в отдельных пробах как тех, так и других гранитов значительно отличаются от средних значений. Повышение содержания щелочей в эндоконтактовой фации объясняется активизацией их в связи с магматическим замещением карбонатной толщи (отраженная щелочность; Коржинский, 1960).

Роговообманково-биотитовые граниты восточной части массива из коллекции Л. Г. Демива характеризуются меньшей кремнекислотностью (68,06%), щелочностью (6,76%) при некотором преобладании натрия по весу ($n=60,7$), большей известковистостью (3,56%) и низким коэффициентом общей железистости (58,9).

Средне- и мелкозернистые граниты, по данным количественного спектрального анализа (4 пробы), обладают повышенным против кларка содержанием бериллия (14 г/т), олова (9,5 г/т) и бора (38 г/т). Биотит содержит по трем пробам 27, 44 и 140 г/т олова. В приконтактовой фации лейкократовых гранитов (15 проб) значительно увеличивается содержание бериллия (38 г/т), уменьшается бора (31 г/т) и олова (3 г/т). Все пробы, кроме двух, обогащенных последним, показали лишь следы, а биотит 36 г/т. Аплиты и пегматиты (2 пробы) обеднены бором (25 г/т) и несколько обогащены бериллием (16 г/т) и оловом (14 г/т). По одному количественному анализу роговики содержат вчетверо больше олова (36 г/т), чем граниты, что подтверждается данными полуколичественного спектрального анализа многих проб.

В гранитах преимущественно мелкозернистых довольно часто наблюдаются мелкие пегматитовые жилки и мнаролы. Внешняя зона таких образований представлена гранитоидом с повышенным содержанием плагиоклаза и биотита. Во вкрапленниках и гломеропорфировых сростках развит плагиоклаз № 35 ($\perp(001): Ng=70^\circ, Nm=19^\circ, Np=88^\circ$) с более кислой каймой (№ 25) ($\perp(001): Ng=80^\circ, Nm=14^\circ, Np=82^\circ$), в которой на стыке с зернами калиевого полевого шпата заключены мирмекитовые вроски кварца. Основная масса микроаплитовая, сложенная кварцем, кислым плагиоклазом, микроклином и аксессуарными апатитом и цирконом.

Средняя зона состоит из крупных кристаллов кварца и микроклин-пертита. Поздний чистый альбит замещает калиевый полевой шпат. В центре линзообразных жилок располагаются кварц и почти черный шерл ($Nm=1,665$; $Np=1,639$), с которыми ассоциирует мусковит, замещающий преимущественно альбит, в то время как турмалин развивается по микроклину. Последовательность кристаллизации постмагматических минералов хорошо иллюстрируется зональным строением микрозан-рыша (Приложение, фото 1). В нем после зоны крупнозернистых калиевого полевого шпата и кварца располагается зона альбита, еще ближе к центру — зона мусковита с турмалином. Последней в ядре кристаллизуется мелкочешуйчатая слюдка типа жильбертита. В других миаролах и прожилках эти зоны оказываются разобщенными, но при неизменном сохранении последовательности выделения минералов. Наиболее высокотемпературными являются пегматоидные выделения описанного выше типа, но без турмалина и позднего кварца. Довольно часты кварц-микроклиновые метасоматиты, в которых плагиоклаз, биотит и отчасти кварц гранита нацело замещены неяснорешетчатым микроклином, по которому, в свою очередь, развиваются редкие чешуйки мусковита. Химанализ породы $^*(SiO_2—76,74\%$; $TiO_2—0,17$; $Al_2O_3—11,53$; $Fe_2O_3—1,20$; $FeO—0,36$; $MnO—0,02$; $MgO—0,61$; $CaO—0,42$; $Na_2O—1,47$; $K_2O—6,46$; $+H_2O—0,50$; $SO_2—0,13$; $Li_2O—0,017$; $Rb_2O—0,024\%$; P_2O_5 и Cs_2O не обнаружены) показывает увеличение в ней по сравнению с гранитом содержания калия, кремния, магния и воды. Все остальные компоненты частично выносятся. Увеличивается коэффициент окисления железа.

Во внутренней зоне метасоматитов местами располагаются полосы с неполным замещением микроклина альбитом № 5 ($\perp(010)$: $Ng=16^\circ$; $Nm=74^\circ$; $Np=87^\circ$; $2V=90^\circ$), в которых наблюдались зерна ксенотима, или кварц-турмалиновые прожилки, где турмалин тяготеет к зальбандам, замещая микроклин, причем кристаллы его растут в сторону гранита.

Еще более поздние прожилки имеют существенно кварцевый состав. У зальбандов их местами отлагается турмалин, но уже менее железистый ($Nm=1,654$; $Np=1,630$), а в центральной зоне — арсенопирит. Изменение околожильных гранитов выразилось в незначительной кварц-микроклинизации.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В гранитах вблизи месторождения развита система крутых ровных выдержанных трещин, вытянутых вдоль длинной оси массива в северо-западном направлении (аз. $320—330^\circ$). Реже встречаются выдержанные ровные крутые субширотные (аз. $270—280^\circ$) и неровные редкие с непостоянной ориентировкой северо-восточные тре-

* Аналитик Е. Б. Галайская.

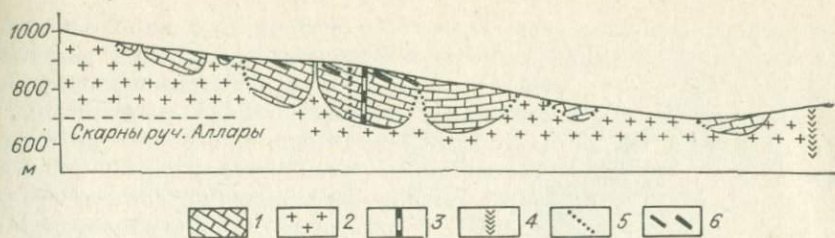


Рис. 1. Схематический разрез через Чыбагалахское месторождение.
 1 — известняки и доломиты; 2 — граниты; 3 — долериты; 4 — мончикиты; 5 — рудные тела известковых апоскарнов с оловянным оруденением; 6 — магнезиальные скарны и кальцифиры с людвицитом.

щины. Из трещин в осадочных породах наиболее распространены крутые ($65-70^\circ$) субмеридиональные и субширотные ($250-280^\circ$) трещины скалывания, а также пологие (30°) трещины северо-восточного простирания — близкие к слоистости и более поздние крутые северо-западные трещины.

Наиболее интенсивное скарновое оруденение локализуется в мульдообразном прогибе кровли (рис. 1) гребня Сычанского массива, дно которого наклонено к югу и северу. Скарновые залежи контролируются положением контакта массива или его сателлитов и причлениющихся к ним апофиз, трещинами и благоприятными пластами. Приконтактные тела известковых скарнов в результате такого тройного контроля отличаются большой сложностью морфологии с многочисленными ответвлениями от главного тела (рис. 2). Скарновые залежи достигают длины в первые сотни

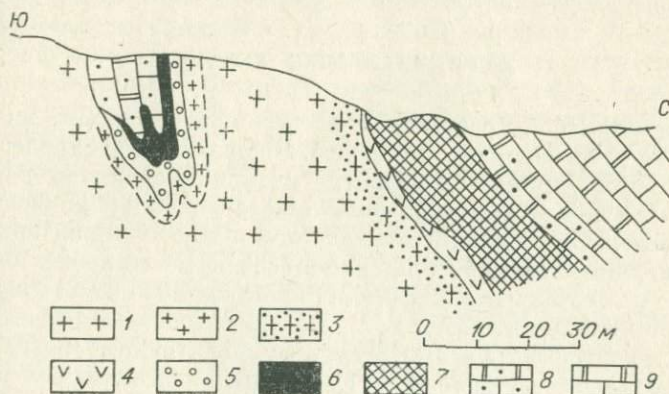


Рис. 2. Вертикальный разрез через рудное тело оловянных апоскарнов.

1 — граниты; 2 — субщелочные граниты; 3 — грейзенизированные граниты; 4 — грейзены; 5 — пироксен-гранатовые скарны с аксинитом; 6 — людвицит-сайбейнитовые руды; 7 — сульфидизированные и грейзенизированные пироксен-амфиболовые апоскарны с касситеритом; 8 — форстерит-клиногумитовые кальцифиры; 9 — мраморы.

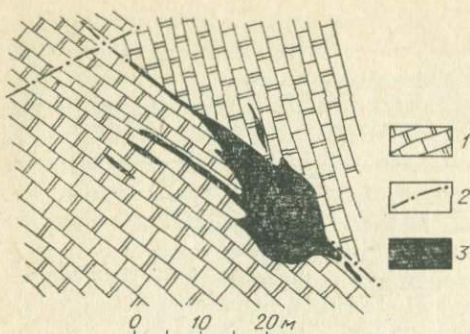


Рис. 3. План кальцит-актинолитового апокарнивого рудного трубчатого тела с касситеритом.

1 — мраморы; 2 — тектонические нарушения; 3 — пироксен-аксинит-амфиболовые апоскарны с касситеритом и сульфидами.

с сульфидами еще более свойствен контроль северо-западными трещинами. Обычно они в значительной мере совмещаются с телами известковых скарнов, но часто контролируются трещинами в последних, не затрагивая пластовые ответвления. В рудном поле известно трубчатое тело сечением в 200 м^2 , вытянутое в северо-западном направлении (рис. 3), от него ответвляются прожилки как северо-западного, так и северо-восточного простирания, на пересечении которых тело, видимо, и образовалось. По вертикали это тело, вероятно, тянется на $100\text{--}200 \text{ м}$ до предполагаемого контакта с гранитным массивом.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ

Приконтактные собственно магнезиальные скарны на месторождении встречаются не так часто. В большинстве случаев о первоначальном широком их развитии мы можем судить по распространению диопсида, новообразованиям везувiana и реликтовым зернам форстерита, шпинели, клиногумита и других характерных для магнезиальных скарнов минералов среди известковых скарнов, а также по составу кальцифиров в периферийных зонах метасоматической колонки последних. На высоких горизонтах месторождения в десятках метров от контакта с гранитоидами известны небольшие пластовые залежки и прожилки магнезиальных скарнов и кальцифиров.

Магнезиальные скарны лучше сохранились в юго-западной части месторождения среди среднеордовикской, более доломитовой толщи. Наблюдавшиеся здесь метасоматические колонки соответствуют типичным колонкам магнезиальных скарнов гипабиссальной фации (Шабынин, 1961; Александров и др., 1968). В них обособляются зоны скарнов: пироксен-плагноклазовая, шпинель-пи-

метров, при ширине в несколько и более десятка метров. Встречаются и трещинные тела инфильтрационного типа, которые следуют северо-западной и субширотной системам трещин в карбонатных породах, показывая этим связь оруденения с гранитной тектоникой. Магнезиальные скарны помимо поверхностей контакта контролируются преимущественно пластовыми трещинами и пластами доломитов.

Поздним аксинит-амфиболовым образованиям

роксеновая, шпинель-форстеритовая, зона шпинель-форстеритового кальцифира с пироксеном и зона доломитового мрамора с периклазом и бруситом.

По форстериту развивается клиногумит, а по пироксену, форстериту и шпинели — флогопит.

Несколько позже во второй и третьей зонах отлагаются первичные бораты (суавит и людвигит), а также магнетит. В зоне кальцифиров к ним присоединяется котоит. По первичным боратам развиваются флюоборит и ссайбелиит. Поздние минералы — серпентин, гидроталькит и тальк — встречаются лишь на периферии колонки.

Минералы известковых скарнов — пироксен, близкий к геденбергиту, гранат, везувиан и актинолит — в приведенной колонке распространены лишь до зоны шпинель-диопсидовых скарнов. Типичные минералы известковых скарнов — данбурит и датолит — отложились в первой зоне, где отсутствовали первичные магнизиальные бораты. Во внешней зоне развивались сингенетичные первым варвикит, баркевикит и сахант.

Среди кальцифиров главного участка месторождения различаются форстеритовые с флогопитом и клиногумитом, флогопит-клиногумитовые, пироксен-форстеритовые с клиногумитом, собственно пироксеновые, шпинель-клиногумитовые, бруситовые мраморы. Людвигит присутствует во всех этих типах, кроме собственно пироксеновых. Остальные бораты — котоит, суавит и флюоборит — встречаются реже. Некоторые кальцифиры содержат более 70% кальцита по объему, что может указывать на происхождение их из кальцит-доломитовых, а не доломитовых мраморов.

Прожилки магнизиальных скарнов (первая зона) сложены неправильными зернами диопсида, в интерстициях между которыми размещаются ксеноморфные — флогопит, кальцит и пирротин. Во второй зоне образуется кальцифир с мелкими изометричными зернами шпинели (5%) и скоплениями неправильных зерен клиногумита. Между второй и третьей зонами наблюдаются полоски с игольчатыми кристаллами людвигита, группирующимися в метельчатые агрегаты. В третьей зоне кальцифир состоит из кальцита с форстеритом, клиногумитом и флогопитом. В ней встречены ссайбелиит и флюоборит. В других метасоматических прожилках пироксеновая зона отсутствует, и колонка начинается с зоны кальцифира со шпинелью (Приложение, фото 2).

Более интенсивное людвигитовое оруденение в собственно магнизиальных скарнах отмечено на соседнем рудопроявлении около того же северо-восточного контакта массива.

Еще на одном рудопроявлении также в специфически магнизиальных скарнах встречены и минералы, свойственные известковым скарнам, например амфибол, но представлен он здесь только тремолитом, который замещает пироксен и сам замещается магнетитом и еще более поздним серпентином.

Перейдем к описанию некоторых минералов в примерном порядке их кристаллизации. Один из наиболее ранних — п л а г и о к

лаз — относится к основным разностям — апортиту (100 и 90%) ($\frac{\perp(001)}{(010)}$): $Ng=74^\circ$, $Nm=20^\circ$, $Np=80^\circ$; $-2V=74$ (1) и др. и $\perp(010)$: $Ng=44^\circ$, $Nm=66^\circ$, $Np=57^\circ$).

Шпине́ль представлена плеонастом, содержащим 14% минала герцинита (табл. 1). Она ассоциирует с форстеритом, диопсидом. По данным спектрального анализа, содержит заметную примесь цинка (более 1%), галлия и титана (0,06%) (табл. 2).

Форстерит, судя по оптике ($Ng=1,716$; $Np=1,686$), содержащий 13—15% фаялитового минала, образует коротко-, а иногда и длиннопризматические кристаллы. Пироксен относится к диопсиду ($Ng=1,700$; $Np=1,677$; $cNg=48^\circ$; $+2V=64^\circ$ (1)).

Сравнительно железистый клиногумит ($Ng=1,684$; $Np=1,655$) плеохроирует от золотисто-желтого по Np до бесцветного по Ng ; часто образует полисинтетические двойники. Замещает пироксен и форстерит и, в свою очередь, замещается флогопитом, кальцитом и серпентином. Содержит включения шпинели и вросстки людвигита.

Флогопит ($Ng=1,582$; $2V=0^\circ$) в мелких чешуйках замещает диопсид, форстерит и нарастает на клиногумит. Нередко образует мономинеральные прожилки.

Кальцит в виде зернистых сростков с полигональными ограничениями изометричных зерен слагает кальцифиры, а в скарнах выполняет интерстиции между более ранними минералами. Определен по показателю преломления, а в массовых определениях окрашиванием ализарином и метилвиолетом.

Людвигит образует игольчатые кристаллы, радиально-лучистые, метельчатые агрегаты и сплошные массы. Врастает в клиногумит и флогопит. В тонких срезах имеет бурю окраску по Ng (вдоль удлинения) и зеленую по Np . По характеру дебаеграммы* людвигиты из кальцифиров центрального участка относятся к магнезиальным с содержанием 30—35% ($\pm 10\%$) минала вонсенита, что подтверждается оптикой ($Ng=1,97$; $Np=1,83$). Людвигиты из залежи на северном участке более железистые (62—65% $\pm 5\%$). Они ассоциируют с магнетитом и замещаются им. В людвигитах содержится 0,63—0,87% олова.

Флюоборит встречается в бесцветных игольчато-призматических кристаллах размером до 1—2 мм и радиально-лучистых агрегатах. По показателям преломления ($Nm=1,550$; $Np=1,520$) содержит в гидроксильной группе около 30% фтора. Ассоциирует с шпинелью, клиногумитом, людвигитом, кальцитом.

Ссайбелиит имеет тонковолокнистое строение, развиваясь по первичным боратам. В иммерсионном препарате видны полисинтетические двойники. Показатели его преломления ($Ng'=1,657$; $Np'=1,579$; $Ng'-Np'=0,078$) соответствуют магнезиальной разности (Александров и др., 1968). Серпентин (?) в виде мелкочешуйчатых и радиально-лучистых агрегатов образует

* Определение А. А. Бровкаина.

Химические анализы минералов

№ анализа	Минерал	№ образца	Содержание компонентов, %														Оптические константы				Цвет					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	B ₂ O ₃	CO ₂	F	H ₂ O ⁺	сумма	поправка на фото р	сумма с поправкой	N _g		N _p	cN _g	2V		
1	Шпинель	73	2,28	0,27	69,30	6,60	6,60	0,40	21,41	0,28	0,10	Необн.				0,27	100,91			1,730	—	—	—			
2	Пироксен	39e	48,06	Необн.	0,60	2,91	22,27	2,25	0,80	23,12	0,26	0,15				0,37	100,79			1,738	1,708	—	—			
3	Гранат	249	39,03	Сл.	19,79	Необн.	26,79	11,19	1,80	0,85	0,15	0,10				0,36	100,11			1,813	—	—	—	Буро-красный		
4	»	72	32,29	Сл.	20,20		3,73	1,98	1,50	0,75	31,66	0,17	0,37			0,54	100,19			1,737	—	—	—	Красно-бурый		
5	»	234з	37,73	Сл.	18,28		4,43	3,87	2,95	1,67	29,51	0,28	0,10			1,04	99,86			1,759	—	—	—	Красно-бурый		
6	»	42	34,88	Сл.	1,74		27,28	1,08	0,38	0,61	33,35	0,20	0,12			0,43	100,08			1,883	—	—	—	Оливковый		
7	Везувиан	228г	35,96	Необн.	16,04		3,00	3,05	0,36	1,40	36,62	0,25	0,12	0,57		2,40	155	101,32	1,01	100,31	1,706	—	—	—	Зеленый	
8	»	3б	36,68	Необн.	17,19		2,50	1,62	0,54	2,09	36,01	0,42	0,17	Необн.		1,95	1,61	100,78	0,84	99,94	1,702	—	—	—	Светло-зеленый	
9	Актинолит	17б	42,38	0,11	0,30		2,09	13,76	2,13	7,71	19,74	0,24	0,12			7,42	0,55	3,74	100,29	0,23	100,06	1,657	1,630	14°	-81°(I)	Зеленый
10	»	251a	47,68	0,24	1,69		2,12	25,51	4,00	3,54	9,87	0,38	0,23			0,35	0,40	4,66	100,67	0,17	100,52	1,685	1,660	—	-74°(I)	Зеленый
11	Аксинит	32б	41,64	Необн.	16,60		1,40	4,31	7,75	0,40	20,01	0,15	0,10	5,78		Необн.	2,25	100,39			1,686	1,676	—	-86°(I)	Буровато-серый	
12	»	6б	42,00	»	16,84		0,80	7,45	4,10	1,40	19,51	0,12	0,10	6,92		»	1,58	100,82			1,686	1,676	—	-60°(I)	Фиолетово-серый	
13	Мусковит	1	43,20	»	34,32		0,38	1,08	0,14	0,02	3,76	0,77	9,35			2,75	0,41	3,23	99,41	0,17	99,24	1,591	1,548	—	-68°(I)	
14	Флогопит	207б	37,93	0,44	17,72		0,76	3,95	0,20	24,22	0,84	0,27	9,81			—	1,3	3,94	101,38	0,55	100,83	1,591	1,545	—	0°	

Примечание. Все анализы, приведенные в таблице и в тексте, пересчитаны на формулы по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). Аналитики Д. А. Кулагина (№ 1, 2, 7, 8, 11, 12); З. Ф. Паринова (№ 3—6); Г. Т. Матросова (№ 9, 10, 13, 14).

Формулы минералов

Шпинель, обр. 73: $(Mg_{0,84}Fe_{0,14}Mn_{0,01}Ca_{0,01})Al_2O_4$. Избыток SiO₂ и MgO в пробе обусловлены примесью форстерита.

Пироксен, обр. 39: $(Na_{0,01}Ca_{1,01})_{1,02}(Fe^{2+}_{0,76}Mg_{0,05}Mn_{0,08}Fe^{3+}_{0,98})_{0,98}(Si_{1,97}Al_{0,03})_{2,00}O_{6,00}$. Гранат, обр. 249: $(Ca_{0,08}Fe^{2+}_{1,90}Mg_{0,23}Mn_{0,80})_{3,01}Al_{1,99}Si_{3,00}O_{12} + 0,32SiO_2$;

обр. 72: $(Ca_{2,61}Fe^{2+}_{0,13}Mg_{0,09}Mn_{0,09}Fe^{3+}_{0,05})_{2,97}(Al_{1,84}Fe^{3+}_{0,16})_{2,00}Si_{3,00}O_{12} + 0,03SiO_2$; обр. 234з: $(Ca_{2,47}Fe^{2+}_{0,25}Mg_{0,19}Mn_{0,19})_{3,10}(Al_{1,68}Fe^{3+}_{0,26})_{1,94}Si_{2,96}O_{12}$;

обр. 42: $(Ca_{3,00}Fe^{2+}_{0,07}Mg_{0,07}Mn_{0,03})_{3,17}(Al_{0,17}Fe^{3+}_{1,72})_{1,89}Si_{2,94}O_{12}$. Везувиан, обр. 228г: $(Ca_{9,21}Na_{0,11}K_{0,02})_{9,34}(Fe^{2+}_{0,59}Mg_{0,49}Mn_{0,07})_{1,15}(Al_{3,86}Fe^{3+}_{0,55}B_{0,10})_{4,51}(Si_{8,43}Al_{0,57})_{9,00}(O_{32,81}OH_{3,16}F_{1,03})_{37}$.

В пробе недостаток воды — 0,47%; обр. 3б: $(Ca_{8,91}Na_{0,18}K_{0,06})_{9,15}(Fe^{2+}_{0,31}Mg_{0,72}Mn_{0,09})_{1,12}(Al_{4,17}Fe^{3+}_{0,44})_{4,61}(Si_{8,48}Al_{0,52})_{9,00}(O_{32,73}OH_{2,86}F_{1,41})_{37}$.

В пробе недостаток воды — 0,25%.

Актинолит, обр. 17б: $(Ca_{2,07}Na_{0,07}K_{0,02})_{2,15}(Fe^{2+}_{2,17}Mg_{2,16}Mn_{0,34}Fe^{3+}_{0,29}Al_{0,03}Ti_{0,01})_{5,00}(Si_{7,96}Al_{0,04})_{8,00}O_{22}(O_{0,53}F_{0,32}OH_{1,15})_{2,00}$.

В пробе избыток воды — 2,84%. Избыток кальция и присутствие CO₂ обусловлены примесью кальцита;

обр. 251a: $(Ca_{1,71}Na_{0,12}K_{0,04}Mn_{0,13})_{2,00}(Fe^{2+}_{3,44}Mn_{0,41}Mg_{0,84}Fe^{3+}_{0,23}Al_{0,03}Ti_{0,03})_{5,00}(Al_{0,30}Si_{7,70})_{8,00}(O_{21,88}OH_{0,12})_{22,00}(F_{0,20}OH_{1,80})_{2,00}$.

В пробе избыток воды — 2,99%. Присутствие CO₂ и избыток кальция в анализе обусловлены примесью кальцита.

Аксинит, обр. 32б: $(Ca_{2,03}Na_{0,03}K_{0,01})_{2,07}(Fe^{2+}_{0,34}Mg_{0,06}Mn_{0,063})_{1,03}(Al_{1,86}Fe^{3+}_{0,10}B_{0,95})_{2,91}Si_{3,99}(O_{14,70}OH_{1,44})_{16,14}$;

обр. 6б: $(Ca_{1,95}Na_{0,02}K_{0,01})_{1,98}(Fe^{2+}_{0,59}Mg_{0,20}Mn_{0,32})_{1,11}(Al_{1,85}Fe^{3+}_{0,05}B_{1,10})_{3,00}Si_{3,91}(O_{14,92}OH_{0,98})_{15,90}$.

Мусковит, обр. 1: $(Na_{0,10}K_{0,84})_{0,94}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,06})_{2,00}(Si_{3,00}Al_{1,00})_{4,00}(O_{9,85}OH_{0,15})_{10,00}(OH_{1,91}F_{0,09})_{2,00}$.

Недостаток воды в анализе — 1,15%. Присутствие CO₂ в пробе и CaO обусловлено примесью кальцита.

Флогопит, обр. 207б: $(Na_{0,04}K_{0,88}Ca_{0,06})_{0,98}(Mg_{2,53}Fe^{2+}_{0,23}Fe^{3+}_{0,04}Mn_{0,01}Al_{0,17}Ti_{0,02})_{3,00}(Si_{2,66}Al_{1,34})_{4,00}(O_{9,95}OH_{0,03})_{10,00}(OH_{1,72}F_{0,28})_{2,00}$.



Спектральный анализ методов

№ пробы	Минерал	Э л е м е н т ы, г/т																		
		Be	Sc	Pb	Sn	Ga	Bi	V	Ti	Cu	Ag	Zn	Zr	Sr	Ba	Yb	Y	La	Nb	B
73	Шпинель	6	—	—	5	600	—	200	600	Сл.	—	20000	20	—	—	—	—	—	—	65*
42	Андрадит	Не обн.*	—	—	6000	200	—	—	200	60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10*
249	Альмандин	18*	600	200	Сл.*	60	—	—	200	6	20	200	200	—	—	600	6000	—	—	Сл.*
234з	Гроссуляр	36*	Сл.	—	200	200	—	—	60	Сл.	6	—	20	—	—	200	200	Сл.	Сл.	17*
72	»	Не обн.*	—	—	60	200	—	—	60	Сл.	6	—	20	200	—	6	60	—	—	80*
39е	Пироксен	20	—	—	—	20	—	—	60	2	Сл.	200	20	—	—	20	20	—	—	—
236б	»	46*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11*
39ж	»	73*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	250*
3б	Везувиан	20	—	—	85*	60	20	—	20	6	—	200	—	600	—	6	60	60	60	320*
228г	»	280*	—	—	125*	200	20	—	20	Сл.	2	—	20	600	—	—	Сл.	50	—	320*
5б	»	54*	—	—	63*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	320*
17б	Актинолит	40*	—	—	600	200	—	—	60	2	—	600	—	—	—	—	—	—	—	7*
251а	»	—	—	—	600	60	—	—	200	—	6	200	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
64а	»	65*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50*
3в	Аксинит	150*	—	—	600	60	—	200	60	2	20	600	—	—	—	—	Сл.	Сл.	200	Много
32б	»	20	—	—	2000	60	20	—	60	2	6	600	—	—	—	6	20	—	200	Много
6б	»	16*	—	—	200	20	—	—	60	—	6	600	—	—	—	—	—	Сл.	Сл.	Много
1а	Мусковит	140*	—	600	34*	200	—	—	600	2	2	20000	—	600	—	—	—	—	—	270*
207б	Флогопит	—	—	—	5*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5*
2б	»	Не обн.*	—	—	16*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5*
2б	Турмалин	160*	—	—	240*	200	—	—	200	2	Сл.	200	Сл.	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Спектральный анализ произведен в лаборатории физических методов исследования ЯФ СО АН СССР Л. Сукневой. Содержание металлов в пробах полуколичественного анализа показано в средней цифре для данного балла; знаком * отмечены количественные спектральные анализы, (—) означает отрицательный результат, чистая клетка — отсутствие анализа.

прожилки и выполняет интерстиции между иглами людвигита, зернами пироксена, форстерита и клиногумита; замещает последнее, но не затрагивает шпинель (Приложение, фото 3). Определен по показателям преломления ($N_g=1,544-1,550$; $N_p=1,540-1,547$; $N_g-N_p=0,002-0,004$), низким, иногда аномальным цветам интерференции и положительному удлинению. Из-за незначительного размера выделений точнее не мог быть диагностирован. Б р у с и т относится к магнезиальной разности ($N_g=1,579$). Развивается в мраморах по периклазу.

По времени кристаллизации в собственно магнезиальных скарпах выделяются парагенетические ассоциации: 1) плагиоклаз, пироксен, шпинель, форстерит, периклаз, образующие основную первичную зональность в них; 2) клиногумит, котоит, суанит, флогопит, людвигит; 3) флюоборит, ссайбеллит; 4) серпентин и хлорит. Кальцит кристаллизуется последним в каждой из этих ассоциаций.

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Известковые скарны широко развиты как у контакта главного купола массива, так и на участке прогнутой его кровли, где они локализируются вдоль контактов многочисленных апофиз и реже разрывных нарушений, контролирующих продвижение растворов. Обычно они образуются по магнезиальным скарнам, что доказывалось сохранившимися от замещения зонами диоксидовых скарнов и магнезиальных кальцифиров и широким распространением везувиана (Александров и др., 1968; Шабынин, 1961), по местами, особенно на низких горизонтах месторождения, в долине руч. Аллары, найдены известковые скарны и в чистом виде.

Околоскарновые породы на участке прогнутой кровли даже около апофиз мало распространены, и обычно с гранат-пироксеновыми скарнами здесь контактируют слабо грейзеннизированные лейкократовые граниты с повышенным содержанием щелочей, что говорит о преобладании инфильтрации над биметасоматозом при их образовании. На участках крутых контактов по гранитам около скарновых залежей развиваются альбитизированные граниты с пироксеном, которые ближе к скарнам сменяются зоной плагиоклаз-пироксеновых околоскарновых пород с флюоритом. Изредка околоскарновая порода сложена кварцем, микроклином ($\perp(001)$: $N_g=81^\circ$; $N_m=18^\circ$; $N_p=73^\circ$), пироксеном, кальцитом и цонзитом или эпидотом с реликтами мусковита.

Вдоль первоначального контакта известняков с гранитами образуется зона пироксен-гранатовых скарнов, сменяющаяся в сторону карбонатных пород пироксеновыми скарнами и далее пироксеновыми кальцифирами. Как и в классических примерах, зона гранатовых скарнов разрастается в обе стороны, причем в околоскарновых породах в первую очередь гранатом замещается плагиоклаз (Приложение, фото 4). Иногда на фоне общей зональности

наблюдалась зональность второго порядка, когда гранат развивался вдоль пластовых и секущих трещин среди пироксеновых скарнов.

Помимо граната, пироксена и плагиоклаза в главную высокотемпературную стадию скарнообразования отлагались флюорит, кальцит, сравнительно редкий волластонит и, как примесь, шеелит. Несколько позже ранние минералы замещались везувианом, роговой обманкой, мусковитом, минералами эпидотовой группы и пренитом.

Существенно плагиоклазовый состав околоскарновой зоны и присутствие волластонита в скарнах, в соответствии с систематикой, предложенной В. А. Жариковым (1959), позволяет отнести чыбагалахские скарны к высокотемпературной плагиоклаз-гранатовой фации, характеризующейся преобладанием натрия над калием.

Плагиоклаз околоскарновой породы в первой зоне относится к андезину № 44 ($\perp(010)$: $Ng=22^\circ$; $Nm=72^\circ$; $Np=83^\circ$) и до альбита, во второй зоне — к лабрадору № 50 ($\perp(010)$: $Ng=28^\circ$; $Nm=65^\circ$; $Np=80^\circ$). Плагиоклаз часто катаклазирован.

Пироксен как околоскарновых пород, так и скарнов образует короткопризматические, длиннопризматические и неправильные изометричные зерна размером до 1 мм светло- и темно-зеленого цвета, под микроскопом бесцветные или бледно-зеленоватые без плеохроизма. Резко идиоморфен к везувиану. Пироксен по оптике ($Ng=1,732-1,754$; $Np=1,716-1,726$; $+2V=48-74^\circ$ и $cNg=37-56^\circ$) относится к салит-геденбергиту. Одна из проб, согласно химическому анализу (см. табл. 1), соответствует геденбергиту с незначительной примесью магния и марганца. Спектральный анализ (см. табл. 2) показал примесь в пироксене цинка (200 г/т), титана, бериллия, галлия, циркония, иттербия и иттрия (по 20 г/т).

Пироксен кристаллизуется раньше везувиана, имея по отношению к нему резкий идиоморфизм, содержится в виде включений в гранате и везувиане, замещается обыкновенной роговой обманкой, минералами эпидотовой группы и всеми минералами аксинит-актинолитовой ассоциации.

Гранат — главный минерал зоны, образующейся на контакте гранита с карбонатными породами или вдоль трещин, подводящих растворы. Обычно ассоциирует с пироксеном и везувианом, наращая зону как в эндо-, так и в экзоскарнах. В подавляющем большинстве случаев образует зернистые массы, изредка щетки кристаллов с гранями ромбододекаэдра (110) в комбинации с тетрагонтриоктаэдром (211). Под микроскопом гранат иногда слабо зонально анизотропен с аномальными интерференционными цветами синего и фиолетового оттенков. Часто содержит многочисленные включения пироксена, флюорита, слюд, волластонита, шеелита и др. Замещает пироксен, а в околоскарновых породах особенно охотно — плагиоклаз. В свою очередь, замещается тонкоагрегатным минералом эпидотовой группы и кальцитом.

По цвету и химическому составу в скарнах различаются две разновидности граната. Наиболее распространен гранат красно-бурого до медово-желтого цвета, соответствующийgrossуляру с примесью молекул андрадита, спессартина и альмандина. Его показатели преломления колеблются от 1,737 до 1,756, увеличиваясь в разностях, содержащих больше железа и марганца и меньше магния (см. табл. 1). Изредка встречается андрадит серо-зеленого цвета с показателем преломления 1,883. По данным спектрального анализа, в гранатах (см. табл. 2) содержится примесь олова от 60—200 г/т в grossулярах до 6000 г/т в андрадите, галлия, титана, иттербия и иттрия (только в grossулярах). От альмандина из гранитов отличается высоким содержанием олова, пониженным иттербия и иттрия и отсутствием свинца и цинка.

В о л л а с т о н и т, представленный таблитчатыми выделениями размером до 5 мм, содержит многочисленные пойкилитовые включения пироксена; замещается амфиболом.

Ш е е л и т встречается как примесь в эндо- и экзоскарнах в ассоциации с плагиоклазом, гранатом и пироксеном, будучи к ним идиоморфным (Приложение, фото 5), но наблюдался и в прожилке везувиана с кальцитом, секущем пироксеновый агрегат. **С ф е н** был встречен в эндоскарнах.

Ф л ю о р и т довольно обычен в плагиоклаз-пироксеновой околоскарновой породе и в гранатовом скарне. Ксеноморфен к этим минералам. Отмечалось замещение им шеелита. В других случаях зерна флюорита оказываются идиоморфными к пироксену и даже рассекаются его прожилками, что однозначно говорит о принадлежности флюорита к ранним минералам скарнового процесса.

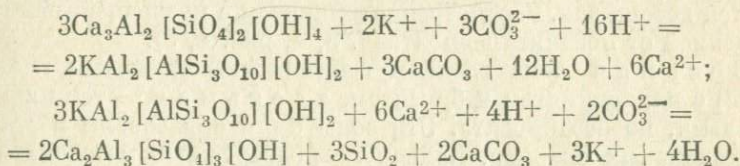
О б ы к н о в е н н а я р о г о в а я о б м а н к а, темно-зеленая в шлифе, вместе с кварцем и кальцитом замещающая пироксен, отмечалась не часто, так как, по-видимому, сама замещена более поздним актинолитом. Ее показатели преломления: $N_g=1,700$; $N_p=1,680$; $N_g-N_p=0,02$.

В е з у в и а н образует хорошо ограненные кристаллы длиннопризматического габитуса разных оттенков серовато-зеленого, реже красновато-бурого цвета, с характерной штриховкой на гранях призмы. В зависимости от содержания железа N_g колеблется от 1,702 до 1,706. Иногда в скрещенных николях у минерала появляются зональные аномальные цвета интерференции желтого или синего оттенка. В базальных срезах изредка видны секториальные двойники. По химическому анализу (см. табл. 1), везувиан содержит 1,40—2,09% окиси магния и 4,12—6,05% окиси и закиси железа. В везувианах концентрируются олово (85—125 г/т), бор (больше 300 г/т), галлий (до 200 г/т), стронций (600 г/т) и иногда цинк (200 г/т). **М а г н е т и т** образует зернистые сростки с неправильными ограничениями. Он корродирует и замещает зерна пироксена и граната.

Минералы **э п и д о т о в о й г р у п п ы**, представленные цоизитом, клиноцоизитом и эпидотом, обычно встречаются в виде

тонкозернистых или скрытокристаллических агрегатов, точная диагностика которых невозможна. Ранняя генерация их представлена эпидотом, который развивается в околоскарновой породе по полевым шпатам и мусковиту. Поздняя — представлена каким-либо одним из них, замещающим везувиан и реже гранат и пироксен; выполняет интерстиции между зернами везувиана и нарастает на них. Землистые массы цоизита нарастают на магнетит. Лишь клиноцоизит образует в везувиановых скарнах плотные массы светло-розового цвета. В шлифе видны его радиально-лучистые выделения розоватого оттенка; иногда встречаются полисинтетические двойники. Цвета интерференции серые до белых, аномальные отсутствуют. Показатели преломления $N_g=1,702$; $N_p=1,692$; удлинение положительное. Выделились эти минералы до аксинит-актинолитовой ассоциации, так как цоизит наблюдался в реликтах везувиана среди аксинита (Приложение, фото 6).

К этой же ассоциации принадлежит часть светлой слюды, поскольку в том же шлифе она наблюдалась в незамещенных частях зерен везувиана, а в других шлифах отмечалось пересечение цоизитом листочков светлой слюды или нарастание клиноцоизита на везувиан после слюды. По-видимому, последняя относится к мусковиту, поскольку в скарновую стадию при инертных кремнии и алюминии наиболее вероятно замещение везувиана и цоизита именно мусковитом; приближенно эти изохорные реакции могут быть представлены следующими формулами:



Прениит в виде пластинчатых выделений развивается в пустотках среди идиоморфных зерен везувиана, замещая везувиан, пироксен и минералы эпидотовой группы.

Хлорит магнезиальный (или серпентин) образует мелкочешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты, бесцветные в шлифе с низкими, иногда аномальными синими или бурыми цветами интерференции, положительным удлинением. Показатели его преломления колеблются в широких пределах ($N_g=1,546-1,595$; $N_m=1,544-1,590$; $N_g-N_m=0,002-0,005$), причем они выше у разностей, ассоциирующихся с магнетитом. Точнее не мог быть диагностирован из-за малого размера выделений.

Минерал развивается по трещинкам в везувиане, кристаллизуется после тремолита и магнетита, замещает аксинит, ассоциирует с кальцитом, т. е. относится к последним продуктам стадий извостковых скарнов и грейзенизации.

Более уверенно к хлориту (делесситу) может быть отнесен светло-зеленый в шлифе мелкочешуйчатый минерал, ксеноморфный к кварцу и кристаллизующийся позже него, но перед сульфидами.

Определен по показателю преломления ($N_g=1,601$; $N_p=1,595$), аномальным синим цветам интерференции и отрицательному удлинению.

К а л ь ц и т развивается в интерстициях между скарновыми минералами и замещает их, играя роль избыточного минерала при инертном кальции.

МЕТАСОМАТИТЫ СТАДИИ ГРЕЙЗЕНИЗАЦИИ

Метасоматиты стадии грейзенизации встречаются преимущественно на участке прогнутой кровли массива, где они развиваются как по известковым или магнезиальным скарнам и мраморизованным карбонатным породам, так и по гранитам. Метасоматиты образуют неправильные залежи, контактово-инфильтрационные жилы и трубы. Обычно суммарная мощность апоскарновых пород в залежах меньше мощности метасоматической колонки скарнов, но в отдельных случаях они контактируют непосредственно с мраморизованными карбонатными породами.

Зона наиболее сильного метасоматизма чаще располагается у контакта гранитов с известковыми скарнами, но нередко апоскарны развиваются и вдоль трещин в них. Типичная апоскарновая колонка была нами изучена минералогически и химически. Всего в зависимости от интенсивности и типа метасоматитов в ней выделяются восемь зон. Рассмотрение их начнем с последней, наиболее удаленной от контакта зоны (табл. 3, 4, рис. 4, 5).

В о с ь м а я зона сложена флогопит-пироксеновым кальцифиром с клиногумитом и бруситом, а с е д ь м а я — теми же минералами, но без брусита. Эти зоны были образованы в стадию магнезиальных скарнов, причем не подвергались метасоматизму в дальнейшем.

Ш е с т а я зона представлена уже типичными магнезиальными скарнами, измененными более поздними растворами стадии известковых скарнов. Она сложена пироксеном, везувианом и подчиненными им кальцитом, кварцем, аксинитом и сфеном. К минералам — новообразованиям грейзеновой стадии здесь относится только аксинит, замещающий везувиан, и примесь иголок актинолита в кальците.

По показателям преломления пироксен диагностирован как диопсид, но, судя по пересчету химического анализа породы на минеральный состав, в породе должен присутствовать и салит. Однако нам не удалось подметить, каким образом происходит замещение им диопсида.

П я т а я зона сложена актинолитом, аксинитом, флогопитом, кальцитом, флюоритом, кварцем с примесью сфена, заместившими минералы известковых скарнов. Представить реакции замещения можно только очень приблизительно, поскольку произошла полная перекристаллизация породы, сопровождающаяся обменом катионами при реакциях и частичным выносом компонентов, и мы не мо-

Метасоматическая зональность грейзенизированных апоскарнов

№ зоны	Порода	Минералы			Главные реакции замещения	Виртуальные инертные компоненты
		виртуальные инертные	обособленные инертные	избыточные подвижные		
0	Гранит	—	—	—	—	—
1	Грейзенизированный гранит	Мусковит, калиевый полевой шпат, альбит, кварц, кальцит	Апатит, рутил		Плагиоклаз → альбит + кальцит, биотит → мусковит	Al, Si, Ca, Na, K
2	Апогранитный мусковит-кварцевый грейзен	Мусковит, кварц, кальцит	Апатит, рутил	Флюорит	Калиевый полевой шпат → мусковит + кварц, альбит → мусковит + кварц	Al, Si, Ca
3	Апооколоскарновый мусковит-кальцит-кварцевый грейзен	Мусковит, кварц, кальцит	Апатит, рутил	Флюорит	Турмалин → кварц, мусковит → кальцит	Al, Ca, Si
4	Апоскарновый кварц-турмалин-мусковитовый грейзен	Турмалин, мусковит, кварц, кальцит	Апатит, рутил	Флюорит	Аксинит → турмалин, актинолит → кварц + кальцит + турмалин	Al, Ca, Si, (Fe, Mn)
5	Аксинит-актинолитовая апоскарновая порода	Актинолит, флогопит, кварц	Апатит, сфен	Флюорит	Пироксен → актинолит + кварц + кальцит, везувиан → аксинит	Al, Ca, Si, (Fe, Mn), Mg
6	Везувиан-пироксеновый скарн	Пироксен, везувиан	Аксинит (?)	Кальцит		

Примечание. Двойная черта обозначает контакт гранитов и околоскарновой породы.

Химический состав метасоматитов стадии грейзенизации

№ пробы	Среднее из всех анализов		ч—53		ч—53е'		ч—53е"		ч—53ж		ч—53зж		ч—53л		—	
№ зоны	—		2		3		4		5		6		7		—	
Порода	Гранит		Мусковит-кварцевый грейзен (апогранитный)		Кварц-кальцит-мусковитовый грейзен (апооксколарный)		Мусковит-турмалиновый грейзен (апоскарный)		Аксинит-актинолитовая апоскарная порода		Везувиан-пироксеновый скарн		Флогопит-пироксеновый кальцифир		Доломитовый известняк	
Компоненты	компо- ненты, %	элементы, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³	компо- ненты, %	элементы, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³	компо- ненты, %	эле- менты, г/дм ³
	SiO ₂	74,69	930,0	85,61	1079,7	60,32	777,0	32,73	437,0	37,45	507,0	47,29	716,0	21,28	283,0	—
TiO ₂	0,17	2,7	0,17	2,7	He обн.	—	He обн.	—	0,18	3,3	0,18	3,5	0,20	3,4	—	—
Al ₂ O ₃	13,13	185,0	3,02	43,0	5,80	85,0	18,37	281,0	5,49	84,2	2,93	50,0	2,57	39,0	—	—
Fe ₂ O ₃	0,26	5,4	0,03	3,0	0,86	16,8	3,27	65,6	3,02	61,0	1,30	29,3	0,20	4,0	—	—
FeO	1,93	36,0	0,10	—	1,08	23,4	1,82	40,9	6,90	155,0	7,73	195,0	1,08	24,0	—	—
MnO	0,07	1,5	0,01	—	1,58	33,3	2,21	62,3	1,46	33,0	1,48	37,0	0,06	1,3	—	—
MgO	0,29	4,6	—	—	0,02	0,3	1,29	22,3	7,56	131,0	8,18	158,7	8,68	149,0	9,3	154,0
CaO	1,31	25,0	5,49	106,0	14,39	284,0	15,93	327,0	19,52	414,0	27,90	648,0	38,55	787,0	45,0	886,0
Na ₂ O	3,15	62,3	0,07	2,0	0,11	22,2	0,49	10,6	0,09	2,0	0,04	0,7	0,14	3,0	—	—
K ₂ O	4,20	93,0	0,83	19,0	1,48	34,0	2,61	61,9	2,08	49,2	0,05	1,6	1,30	31,0	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,6	0,04	0,6	0,18	2,2	0,06	0,9	0,18	2,4	0,12	1,7	0,20	2,5	—	—
+H ₂ O	0,02	0,0	0,29	1,0	1,53	4,7	2,32	7,5	1,68	5,4	1,27	4,6	1,67	5,3	—	—
CO ₂	0,15	1,1	4,31	32,0	12,12	91,0	15,12	119,0	10,27	80,3	1,37	12,0	23,56	183,0	45,7	345,0
SO ₂	0,04	0,5	—	—	0,01	0,3	0,27	7,7	0,94	27,2	0,06	2,0	0,04	1,1	—	—
F	—	—	0,04	1,0	0,12	3,2	0,20	5,8	3,84	111,0	0,56	17,5	0,40	11,4	—	—
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	2,45	21,9	0,87	8,0	0,35	3,4	—	—	—	—
O ₂	—	1302,0	—	1410,0	—	1393,0	—	1383,0	—	1326,0	—	1379,0	—	1322,0	—	1375,0
Сумма . . .	99,45	2650	100,00	2700,0	99,60	2759,0	99,74	2860,0	101,73	2900,0	100,81	3260,0	99,93	2850,0	100,0	2760,0
Объемный вес	2,65		2,70		2,75		2,86		2,90		3,26		2,85		2,76	

Примечания. 1. В таблице приведены данные химических анализов итупных проб. Аналитик Н. Слепцова. 2. Содержание компонентов в зоне 2 рассчитано, исходя из количественного подсчета минералов в шлифах, состава мусковита см. табл. 1), инертности титана и фосфора. 3. Содержание компонентов в доломитовом известняке рассчитано, исходя из думинерального состава породы и инертного поведения магния в зоне 7.

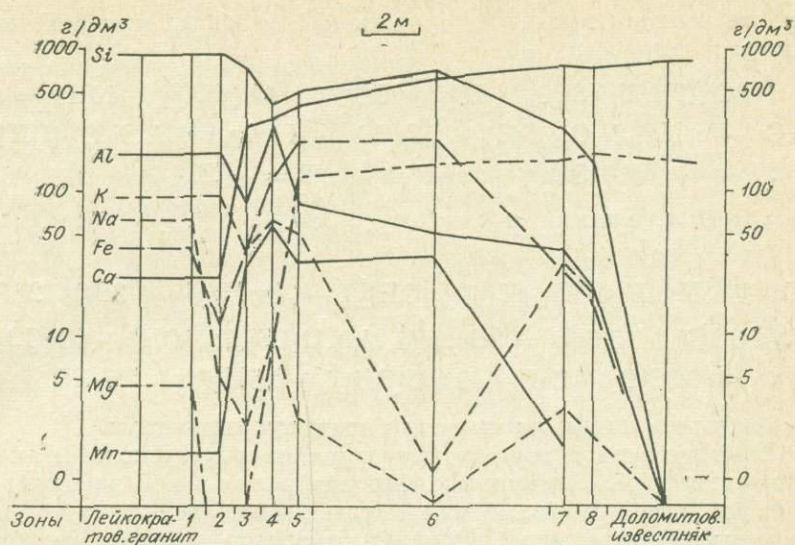
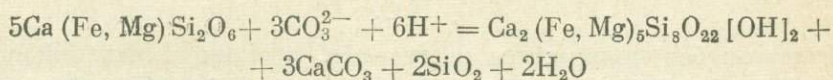


Рис. 4. Содержание компонентов в зонах метасоматической колонки грейзенизированных гранитов и скарнов.

жем точно представить как минеральный, так и химический состав замещенной породы.

Пироксен довольно отчетливо замещается активолитом, кальцитом и кварцем. Схематически реакция может быть представлена в следующем виде:



при $\Delta V = +30\%$.

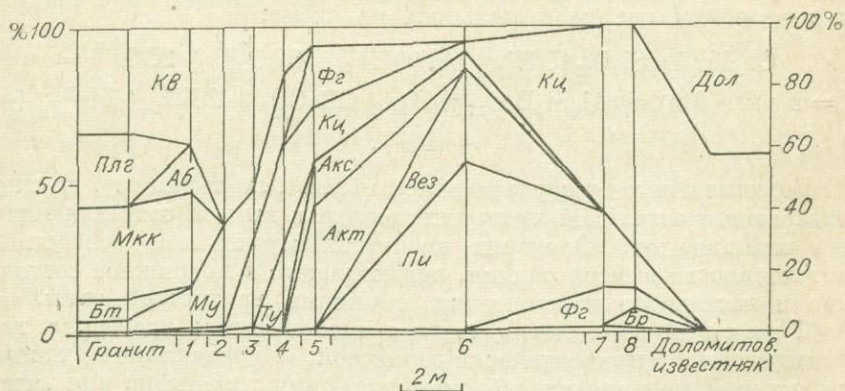
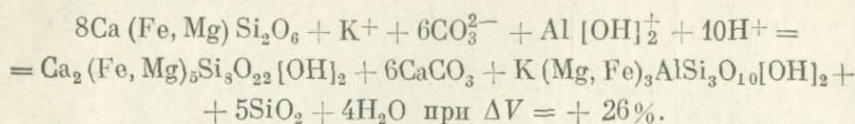


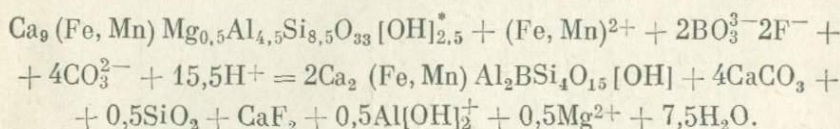
Рис. 5. Минеральный состав зон метасоматической колонки грейзенизированных гранитов и скарнов.

Акс — аксинит, Акт — активолит, Аб — альбит, Бт — биотит, Бр — брусит, Вез — везувиан, Дол — доломит, Кц — кальцит, Кв — кварц, Мкк — микроклин, Му — мусковит, Пи — пироксен, Плаг — плагиоклаз, Ту — турмалин, Фг — флогопит.

Иногда реакция проходит с участием флогопита, который также замещает пироксен:

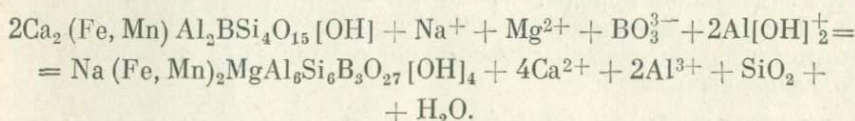


Везувиян замещается аксинитом с кварцем и кальцитом при $\Delta V = + 20\%$:

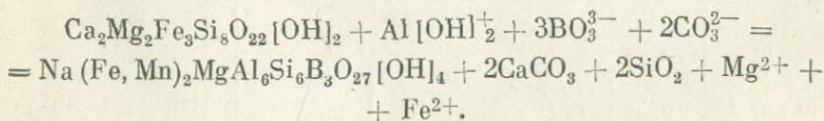


Наблюдалось также замещение аксинитом пироксена.

Четвертая зона сложена турмалином, мусковитом, кальцитом, кварцем. Помимо типовых минералов в ней наблюдались флюорит, арсенопирит, берилл и иногда новообразованный свежий калиевый полевой шпат. Турмалин относится к шерлу, обогащенному марганцем (0,3—1%), что не свойственно типичным грейzenам Северо-Востока и, очевидно, отражает состав замещенного им аксинита. Реакция замещения происходит изохорически по следующей приближенной формуле:



При этом бор привносится растворами, кремний и кальций выносятся, а магний и алюминий частью балансируются за счет одновременного замещения турмалином также и части актинолита, с выделением кварца и кальцита по схеме:



Реакция эта идет с увеличением объема, по-видимому, за счет разложения остальной части актинолита и выноса составляющих его компонентов. Флогопит сменяется мусковитом вследствие интенсивности выноса магния, переходящего в подвижное состояние и частичного перемещения алюминия из третьей зоны.

Третья зона кварц-кальцит-мусковитовых грейzenов характеризуется призматически-зернистой и радиально-лучистой структурой, повторяющей формы кристаллов пироксена или актинолита. Она сформировалась на месте околоскарновых пород или

* Сокращенные формулы согласно табл. 1.

известковых скарнов, как показывает обильное содержание в породе кальция, фиксирующегося в кальците, подтвержденное химическим анализом породы. Помимо кальция в ней много железа и марганца, что не свойственно грейzenам, образовавшимся по гранитам. Для зоны характерен существенный привнос кремния, сопровождающийся замещением турмалина кварцем (см. фото 9) с выносом алюминия. Несколько уменьшается содержание мусковита, замещенного кальцитом.

Вторая зона, сложенная мелкозернистыми грейzenами лепидобластовой структуры, отличается повышением содержания кварца в ассоциации с мусковитом, иногда флюоритом. Судя по структуре и резкому уменьшению кальцита, она, несомненно, формировалась на месте гранита. В зоне нередки кварцевые и кварц-кальцитовые прожилки с мусковитовыми залябандами, аксинитовые прожилки с мусковитом, окаймленные мало мощной зоной серицитизированных и окварцованных пород, кальцит-мусковитовые прожилки с бериллом. Эти прожилки и повышенное против замещенного гранита содержание кальция свидетельствуют о диффузии последнего в сторону гранитов, т. е. десилификации грейzenизирующих растворов, аналогично бериллоносным апоизвестковым грейzenам, описанным И. Н. Говоровым (1960). Дальше в сторону лейкократовых гранитов мусковит-кварцевые грейzenы сменяются грейzenизированными гранитами и в р в о й зоне, состоящими из кварца, мусковита, альбита, реликтов калиевого полевого шпата, примеси рутила, апатита. Содержание в породе кальцита соответствует содержанию в исходном граните кальция.

Поведение фтора, бора, олова и бериллия при грейzenизации иллюстрируется их содержанием по зонам метасоматизма в опробованном сечении (табл. 5). Отложение бора начинается в зоне кварц-кальцит-мусковитовых грейzenов, достигает максимума в зоне турмалиновых грейzenов, снижается в актинолитовой зоне, где он фиксируется в аксините, и еще более на фронте влияния грейzenизирующих растворов. Максимум отложения фтора в виде флюорита соответствует актинолитовой зоне, тогда как в везувиан-пироксеновых скарнах большая его часть заключена в везувиане, т. е. фиксировалась раньше. В магнезиальных скарнах фтор заключен в раннем флогопите. Бериллий отложился преимущественно в зоне турмалиновых или существенно мусковитовых грейzenов в виде берилла. Привнос бериллия резко уменьшается в зоне актинолитовых апоскарнов, где он изоморфно входит в аксинит и актинолит.

Отложение олова в виде касситерита начинается в зоне кварц-кальцит-мусковитовых грейzenов, прогрессирует в зоне турмалиновых грейzenов и достигает максимума в зоне актинолитовых апоскарнов, т. е. на фронте замещения. Олово фиксируется главным образом в касситерите, но И. Я. Некрасовым (1970) на соседнем рудопроявлении в аксинит-актинолитовой породе был встречен норденшельдит.

Содержание олова, бериллия, бора и фтора в метасоматической колонке грейзенизированных скарнов и гранитов

№ зоны	Порода	Образец	Олово, г/т	Бериллий, г/т	Бор, г/т	Фтор, %
—	Биотитовый гранит	4*	9,5	14	38	
—	Лейкократовый гранит повышен. щелочности	15*	3	38	31	
2	Мусковит-кварцевый грейзен	53е	150	45	300	0,16
3	Кварц-кальцит-мусковитовый грейзен	53е'	520	75	700	0,12
4	Мусковит-турмалиновый грейзен	53е''	520	75	24 500	0,20
5	Аксинит-актинолитовая алоскарновая порода	53ж	1580	45	8 700	3,84
6	Везувиан-пироксеновый скарн	53зик	500	28	280	0,56
7	Флюорит-пироксеновый кальцифир	53л	1	Н/б	30	0,40
—	Доломитовый известняк		2**		13**	

Примечание. Цифры, отмеченные одной звездочкой, обозначают количество проб, двумя звездочками — средние данные, по И. Я. Некрасову (1966).

Распределение олова в метасоматитах особенно наглядно там, где грейзенизирующие растворы доходили до карбонатных пород. В этом обнажении зона пироксен-амфиболовой алоскарновой породы сложена в основном (70%) эвгедральными зернами пироксена длиннопризматического габитуса (0,5—1,5 мм). Актинолит, кальцит и кварц замещают пироксен с краев зерен и по трещинам в породе. Пироксен замещается также аксинитом, который, в свою очередь, рассекается жилками кальцита. Ранний флюорит присутствует в виде гнезд между зернами пироксена, причем флюорит свободен от игл актинолита, которые пронизывают кварц и кальцит (Приложение, фото 7), что говорит о его ранней кристаллизации. Отмечается вкрапленность касситерита и шеелита. В кварцевых прожилках, рассекающих пироксеновый агрегат, реже в последнем, встречены арсенопирит и более поздний сфалерит.

В следующей прерывистой полосе пироксен отсутствует, а развиваются минералы-новообразования — актинолит, аксинит, поздний флюорит, касситерит и арсенопирит в ассоциации с кальцитом. Касситерит явно тяготеет к актинолиту, но встречается и среди зерен кварца и кальцита.

Дальше в сторону мраморизованных пород проходит полоса актинолитового кальцифира (15—20%) с кварцем (5%) и вкрапленностью касситерита, идиоморфного к актинолиту. На фронте

замещения наблюдается сравнительно узкая полоска, обогащенная касситеритом (до 40—45%), флюоритом (10%), аксинитом (2—3%), кварцем (15%). Касситерит пересекается прожилком кальцита без замещения.

Местами при наложении грейзенизирующих растворов на магnezиальные скарны, часто измененные растворами стадии известковых скарнов, происходит интенсивное замещение флогопитом как везувиана (Приложение, фото 8), так и форстерита, остатки которого встречаются среди флогопита.

Специфическая обстановка при грейзенизации карбонатных пород и скарнов существенно влияет на подвижность компонентов и состав парагенетических ассоциаций в метасоматических зонах. Наряду с алюминием и кремнием наиболее инертным компонентом оказывается кальций, количество которого довольно равномерно повышается от грейзенов, образованных по околоскарновым породам, к кальцифирам (см. рис. 4), причем в кварц-кальцит-мусковитовых и турмалиновых грейзенах кальций фиксируется в кальците. Высокий потенциал кальция в процессе грейзенизации сказался и на зоне грейзенизированных гранитов, где его инертность обусловила фиксирование кальция, освобожденного при разрушении плагиоклаза, в виде кальцита, содержание которого (4%) в зоне примерно соответствует количеству плагиоклаза в граните.

В противоположность кальцию содержание алюминия в сторону мраморизованных пород уменьшается, что вполне коррелируется с изменением его количества в зонах известковых скарнов и околоскарновых пород, не подвергавшихся действию грейзенизирующих растворов (Коржинский, 1953; Жариков, 1959). Пик содержания алюминия в зоне турмалиновых грейзенов может объясняться существованием такого же пика перемещенного инертного алюминия в околоскарновых породах, описанного В. А. Жариковым (1959). Изменение содержания инертных алюминия, кальция и кремния в метасоматических зонах в основном определяет и смену парагенетических ассоциаций в них.

В зоне турмалиновых грейзенов виртуальным инертным компонентом становится железо, входящее в турмалин, поскольку содержание его в породе в значительной мере определяется составом пироксена в замещенных скарнах. В пятой зоне инертен также магний, которому соответствует появление нового минерала — флогопита. Содержание последнего в кварц-актинолитовой породе определяется количеством магния в известковых скарнах, что отлично видно на диаграмме химического состава колонки (см. рис. 4).

Инертным в четвертой и пятой зонах следует считать и марганец, но без образования нового минерала, поскольку он изоморфно входит в существенно железистые минералы — турмалин, аксинит и актинолит. Важно отметить высокое содержание марганца в 3—6 зонах, обусловленное составом замещенных известковых скарнов.

Флюорит, входящий в состав пород от второй до пятой зон, отнесен нами к подвижным избыточным минералам, согласно правилу фаз при метасоматизме с сохранением постоянного объема.

Бор целиком привносится растворами, но содержание его в породе определяется не только содержанием в ней инертных алюминия, кремния и кальция. Смена турмалина — минерала, бедного кальцием и богатого алюминием, характерного для четвертой зоны, — на аксинит в пятой объясняется помимо увеличения содержания кальция и уменьшения алюминия в исходной породе также падением в растворе активности бора, израсходованного на образование турмалина.

Щелочи ведут себя подвижно, что видно из кривых их содержания в породах. Непонятным остается факт обнаружения калиевого полевого шпата в зоне турмалиновых грейзенов вместе с мусковитом, который, по-видимому, следует объяснить явлением мозаичного равновесия, поскольку эти два минерала не соприкасаются.

Таким образом, исходя из распределения компонентов по зонам и реакций замещения, можно утверждать, что грейзенизирующие растворы наиболее активно действовали в зоне контакта гранитов со скарнами, причем действие их распространилось в обе стороны. Одновременно кальций диффундировал в сторону гранитов, в то время как магний переходил в раствор и частью выносился из области рудоотложения.

Перейдем к описанию минералов стадии грейзенизации.

А м ф и б о л представлен светло-зеленым актинолитом, образующим длиннопризматические или игольчатые кристаллы с пинакоидами на концах, волокнистые и радиально-лучистые агрегаты в виде каркаса в кварце и кальците, но не во флюорите. Под микроскопом актинолит плеохроирует от светло-зеленого до бесцветного, иногда встречаются синевато-зеленые и совсем неокрашенные разности. Показатель преломления ($N_g=1,685-1,648$; $N_p=1,660-1,630$) ясно показывает принадлежность минерала к актинолиту (Дир и др., 1965). В зональных кристаллах во внешней окрашенной зоне он выше, чем в центральной бесцветной зоне.

Коэффициент общей железистости актинолита по двум химическим анализам (см. табл. 1) $f=0,85$ и $0,53$. При близком соотношении $Mn:Fe$ ($0,15-0,14$) коэффициент окисления железа в более железистой разности ниже ($0,07$ против $0,12$), а отношение $Al:Si$ выше ($0,04$ и $0,01$).

Для актинолита характерна примесь олова, галлия, титана, цинка и бериллия (см. табл. 2).

В большинстве случаев актинолит образуется по пироксену в ассоциации с кварцем и кальцитом, но наблюдается также в известняках независимо от скарнов. Тесно ассоциирует с кальцитом, флюоритом, аксинитом, шеелитом и кварцем. Замещается каль-

цитом и бесцветным хлоритом. В прожилках, пересекающих форстеритовый скарн, вместо актинолита отлагается белый волокнистый тремолит в ассоциации с кальцитом.

А к с и н и т встречается в плотных массах, сложенных остроугольными таблитчатыми кристаллами. Цвет его в апоскарновых грейзенизированных породах буровато-серый, темно-коричневый, в известковых скарнах — сиреневый. В шлифе бесцветен. В положении угасания в скрещенных николях иногда наблюдаются пятнистость, зональность и аномальные цвета интерференции. $2V=78-80^\circ$; оптический знак даже в одном шлифе бывает то положительным в срезах со спайностью, то отрицательным в срезах без нее. У марганцовистых буровато-серых аксинитов ($Mn : Fe=1,35$) показатели преломления ($Ng=1,684$, $Np=1,678$) выше, чем у сиреневых железистых ($Mn : Fe=0,50$; $Ng=1,679$; $Np=1,672$). Обе разновидности содержат повышенное количество цинка, а железистый аксинит — несколько больше бора и меньше бериллия, олова и ниобия (см. табл. 2).

Аксинит замещает ранние скарновые минералы — пироксен и везувиан и, в свою очередь, замещается кварцем, мусковитом, турмалином, кальцитом и хлоритом. Различное содержание в аксинитах железа, марганца и магния, вероятно, определяется содержанием этих компонентов в замещаемых скарнах.

Ш е е л и т образует изометричные зерна и идиоморфные дипирамидальные кристаллы со слабо развитой тетрагональной призмой. Хотя он встречается как в апоскарновых породах, так и апогранитных грейзенах и количество его увеличивается в сторону контакта, выделение этой генерации достаточно условно, поскольку отличие ее от шеелита известковых скарнов не подмечается.

Ф л ю о р и т (поздний) представлен сплошными массами светло-фиолетового цвета в апоскарнах и кварц-мусковитовых грейзенах; в шлифе — выделениями неправильной более или менее изометричной формы, ксеноморфными к аксиниту, касситериту, шеелиту и турмалину. Встречается по трещинкам в везувиане и в интерстициях агрегатов везувиана и граната.

М у с к о в и т в виде листочков и чешуек разного размера и радиально-лучистых агрегатов выделяется одновременно с турмалином и кварцем, будучи к ним ксеноморфным. Вместе с этими минералами замещает аксинит. В шлифе бесцветный с показателем преломления $Ng=1,591$, $Np=1,548$. Содержит примесь железа (более 1%), натрия (0,77%), довольно много фтора (0,41%), повышенные количества свинца, галлия, цинка, стронция и бора (см. табл. 1, 2).

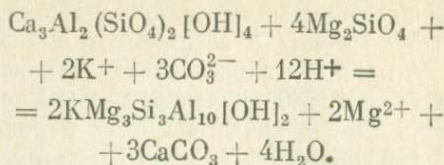
Ф л о г о п и т, мелкочешуйчатый, буроватый в шлифе минерал, входит в состав аксинит-актинолитовой породы, кристаллизуясь позже этих минералов при грейзенизации известковых скарнов. В более крупных скоплениях встречен в магнезиальных апоскарнах, где он совместно с кальцитом замещает форстерит и

Состав касситерита

№ пробы	Данные химического анализа, %										Данные спектрального анализа, г/г										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	WO ₃	SnO ₂	In	Bi	Be	Cu	Cr	Yb	La	Nb	Sc	V	Zn	Zr
4	1,29	0,08	0,47	0,58	0,05	0,27	0,11	0,04	97,11	He обн.	200	—	1000	1000	—	500	200	—	100	2000	300
17	0,78	0,15	0,22	1,31	0,03	0,38	0,10	0,02	97,01	<1	200	—	700	700	—	300	200	—	100	3000	100
71	1,61	0,48	0,22	0,63	0,01	0,15	0,10	0,05	96,75	3	—	1	<10	<10	1	400	1000	100	500	—	300

Примечания. 1. Анализ сделан во ВНИИ-1. 2. Данные спектрального анализа на ионий количественные, на все другие элементы — полуколичественные.

везувинан по схематической реакции:



Химический анализ флогопита показывает примесь железа к магнию в количестве 10 мол. % и совсем ничтожную марганца (см. табл. 1). Содержит втрое больше фтора (1,3%), чем мусковит. Показатели его преломления: $N_g = 1,582 - 1,591$; $N_p = 1,548$; $2V = 0$.

Кварц — один из главных минералов грейзенов и апонизвестковых скарнов, в которых он замещает мусковит, пироксен, аксинит и турмалин (Приложение, фото 9). Часто пронизан многочисленными иглолочками и волокнистыми кристаллами актинолита и содержит остатки замещенных минералов — мусковита и др.

Турмалин в апоскарновых грейзенах образует тонкопризматические кристаллы и радиально-лучистые агрегаты в ассоциации с бериллом, кварцем, кальцитом. Замещает аксинит. Цвет его зеленовато-голубой. В шлифе плеохроирует в тех же тонах. По данным химического анализа кварц-мусковит-турмалинового грейзена, содержит 13% минала таилаизита, 46% шерлита и 41% дравита. Эти выводы подтверждаются спектральным анализом турмалина (1—3% марганца) и оптикой ($N_m = 1,660$; $N_p = 1,633$) (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1955). В турмалине отмечено повышенное содержание бериллия, галлия и олова.

Касситерит в аксинит-актинолитовой породе образует копьевидные призматические кристаллы длиной до 2—3 см (Прило-

жение, фото 10). В них наиболее часты грани призм (110), (430) и пирамиды (321) и слабо развита грань (111), что, видимо, вообще характерно для скарновых месторождений, так как такой же специфический габитус имеют касситериты среднеазиатского месторождения Такфон (Готман, Шадлун, 1947). Цвет касситерита темно-бурый до медово-желтого. В шлифе он бесцветный до темно-бурого с плеохроизмом в пятнах и центральных зонах кристаллов. Этот касситерит развивается в аксинит-актинолитовой породе и в прожилках с кварцем, актинолитом, флюоритом, кальцитом, будучи идиоморфным ко всем этим минералам. Иногда наблюдались радиально-лучистые сростки тонкопризматических кристаллов касситерита, как бы взвешенные в кальците.

Реже касситерит встречается в кварц-турмалин-мусковитовых и мусковит-кварцевых грейзенах, но здесь он уже характеризуется изометричным габитусом.

Касситерит из аксинит-актинолитовой породы по химическому составу (табл. 6, пр. 4,17) несколько отличается от касситерита из мусковит-кварцевых грейзенов (пр. 71). Так, в нем меньше титана, вольфрама, ниобия, ванадия и больше марганца, висмута, меди, хрома, цинка и совсем не обнаружены индий, бериллий и иттербий.

А р с е н о п и р и т образует скопления в апоскарнах в ассоциации с аксинитом, касситеритом, кварцем, мусковитом и реже вкрапленность в грейзенизированных гранитах. Идиоморфен к касситериту. Он отмечен и в сульфидных рудах, где непосредственно предшествует пирротину и сфалериту, являясь связующим звеном между двумя стадиями.

Состав арсенопирита (Fe — 32,59%; Co — 0,01; As — 47,76; S — 18,38%; Sb — не обн.; н. о. — 1,47) * соответствует формуле $FeAs_{1,09}S_{0,99}$.

К а л ь ц и т в этой ассоциации кристаллизуется последним, замещая многие минералы, особенно мусковит, по радиально-лучистым агрегатам которого он образует оригинальные псевдоморфозы с лучистым строением и волнистым угасанием. В зоне мусковит-кальцит-кварцевых грейзенов содержит 1—3% марганца, 0,1—0,3% железа и 0,03—0,1% магния. Среди кварц-турмалин-мусковитовых грейзенов наблюдался тонкоагрегатный карбонат, замещающий кальцит, судя по окислам, в которые он переходит, — типа мавган-сидерита.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Сульфидная минерализация Чыбагалахского месторождения представлена следующими видами, перечисленными в порядке их распространенности: пирротин, арсенопирит, марматит, халькопирит, пирит, леллингит, вэллериит, халькопирротин, станнин. Макроскопически наблюдались редкие и небольшие выделения галенита, не отмеченные при изучении аншлифов.

* Аналитик З. Ф. Паринова.

Характеризуя сульфидную минерализацию в целом, следует указать на ее меньшее распространение и слабое развитие по сравнению с рудами ранних стадий. Обычно сульфиды вкраплены в минеральные образования силикатных ассоциаций, в той или иной степени замещающие их, но местами отмечаются и массивные сульфидные руды. Парагенезис сульфидных минералов и сопутствующих им касситерита, актинолита, кварца и др. достаточно близок качественно к аналогичной ассоциации в касситерит-сульфидных месторождениях и отличается от него меньшим разнообразием видов. Для Чыбагалахского месторождения характерно отсутствие минералов висмута, сульфоантимонитов и сульфостаннатов, а также исключительно слабое развитие галенита, который является спорадическим минералом. В отличие от касситерит-сульфидных месторождений здесь чрезвычайно мало станнина. Пирротин в большинстве случаев не подвергался гипогенному замещению дисульфидами и сидеритом, что свойственно касситерит-сульфидным рудам, и затронут только процессами гипергенеза. Все это указывает на то, что здесь почти не проявились наиболее поздние стадии эволюции гидротерм, в которые обычно возмужают галенит, сидерит и ассоциирующие с ними разнообразные сульфосоли свинца и происходит дисульфидизация пирротина.

Перейдем к описанию отдельных минералов.

А р с е н о п и р и т образует изолированные кристаллы или их сростки размером до первых сантиметров. Правильная форма зерен, наличие реликтовой вкрапленности в них и другие признаки указывают на метасоматическое образование арсенопирита по силикатным минералам. Одновременно с ним кристаллизуется очень небольшое количество пирротина, сфалерита и станнина, которые образуют редкую вкрапленность в кристаллах арсенопирита. Характерно также наличие вростков леллингита в некоторых зернах. По отношению к касситериту арсенопирит оказывается более ранним минералом, если судить по часто наблюдавшемуся ксеноморфизму касситерита. Признаков дробления или реакционных взаимоотношений арсенопирита с более поздними минералами не отмечается. Можно, по-видимому, считать, что он кристаллизуется с ними из одного раствора, которому также обязан своим появлением и поздний касситерит, так как последний заключен в хронологическую вилку между арсенопиритом и пирротин.

П и р р о т и н встречается в виде вкрапленников небольшого размера, замещающих силикаты. Удаётся наблюдать, что в актинолитовой породе пирротин частично замещает актинолит (на этих участках в пирротине заключено множество мелких реликтов, подчеркивающих шестоватую форму замещенного минерала), частично же кристаллизуется в ингерстициях зерен актинолита и в мелких пустотках совместно с карбонатом. Более позднее образование пирротина по сравнению с актинолитом и касситеритом видно также в случаях последовательного нарастания этих мине-

Химический состав сфалерита, %

№ пробы	Zn	Fe	Mn	Cu	Cd	S	H/O	In
243м	49,72	15,00	0,35	0,43	0,38	33,44	0,34	0,070
251а	49,28	15,14	0,55	0,48	0,41	33,69	0,20	0,030

Примечания. 1. Содержание индия в среднем из пяти проб, включая упомянутые в таблице, — 0,062%, максимальное — 0,110%.
 2. По данным полуколичественного спектрального анализа сфалерит содержит висмута 0,001—0,2%, магния меньше 0,01%, никеля 0,0001—0,0003%, олова 0—0,03%, титана 0,004—0,01%, ванадия — 0,001—0,003%.

3. Анализы сделаны во ВНИИ-1, г. Магадан.

ралов на стенки пустот между зернами кварца. Первым выделяется касситерит, затем актинолит, пирротин, сфалерит и, наконец, халькопирит (Приложение, фото 11). Касситерит корродируется пирротинном, как, впрочем, и другими сульфидами. На контакте этих минералов иногда возникает тонкая прерывистая реакционная каемка станина. По времени кристаллизации с пирротинном тесно сопряжены сфалерит и халькопирит, несколько отстающие от него. Часть пирротина образуется в результате распада твердого раствора марматита и представлена эмульсионной вкрапленностью (как индивидуализированной, так и в сростаниях с халькопиритом или халькопиритом и валлериитом) Как уже упоминалось, пирротин очень редко подвергается гипогенной дисульфидизации. Лишь иногда в нем наблюдаются мелкие метакристаллы или каемки пирита по краям выделений. Степень гипергенной дисульфидизации пирротина также не очень велика. По пирротину образуются почковидные эффектные агрегаты мельниковит-пирита или в других случаях пластинки альфа-пирротина, nasledующие направления спайностей по пинакoidу. За счет окисления пирротина, вероятно, образовалась большая часть лимонита.

С ф а л е р и т представлен высокожелезистой разновидностью — марматитом (табл. 7), образующимся после пирротина, но в основной своей массе до халькопирита, который количественно подчинен ему. Некоторая часть пирротина выделяется после сфалерита и окаймляет его. В этом отношении оказывается справедливым замечание Тейлора (Taylor, 1963), который установил статистически зависимость между распространенностью в рудах халькофильных элементов и порядком кристаллизации минералов этих элементов. Сфалерит переполнен эмульсионной вкрапленностью пирротина и минералов меди, объем которой в сумме достигает 10%. Размеры эмульсии значительны и иногда составляют первые десятые доли миллиметра.

Показательно, что вкрапленность распределяется по объему выделений сфалерита неравномерно, сгущаясь к их центральным частям и почти отсутствуя на периферии и в мелких зернах.

В халькопирите отмечаются скелетные «крестообразные» и «звездчатые» кристаллы сфалерита размером до 0,1—0,2 мм, что превышает размер таких же выделений в других известных нам оловорудных месторождениях. То же можно сказать, забегая несколько вперед, относительно размеров дендритовидных вростков валлерита и халькопирротина в халькопиритовой вкрапленности среди сфалерита.

Х а л ь к о п и р и т обычно образуется последним при кристаллизации сульфидов и тесно ассоциирует со сфалеритом и пирротинном, цементирует иглы актинолита (Приложение, фото 12). В зернистых агрегатах пирротина он развивается интерстиционно, частью по периферии гнезд пирротина или в виде прожилков, ответвляющихся от них и проникающих глубоко в скарн. Кристаллы касситерита, окруженные пирротинном, пересекаются тонкими прожилками халькопирита. Кроме эмульсионной вкрапленности, связанной с распадом твердого раствора, в сфалерите присутствуют тонкие просечки халькопирита, не содержащие валлерита. Они соединяются с оторочками вокруг зерен сфалерита. Прихотливая граница взаимного прорастания между сфалеритом и халькопиритом свидетельствует об очень близком времени их кристаллизации. Халькопирит содержит, в свою очередь, включения цинковой обманки и червеобразные и нитевидные обособления валлерита.

П и р и т развит очень ограниченно. Мелкие метакристаллы его образуются по пирротину или халькопириту вблизи пирротина.

Л е л л и н г и т тесно связан с арсенопиритом и присутствует в виде веретенообразных зерен, ориентированных в кристаллах арсенопирита по определенным направлениям. Размеры таких выделений достигают 1—1,5 мм. Известны также мелкие вкрапленники, редко распыленные в массе арсенопирита. Леллингит отличается от вмещающего его арсенопирита более низким рельефом, слабым кремевым оттенком и лучшей степенью полировки. Наличие леллингита, по-видимому, вообще характерно для месторождений, связанных с батолитоподобными гранитными массивами, или для оловянных жил ранних гидротермальных этапов. Его появление указывает на относительно низкую концентрацию серы в растворах, которая не дает возможности связаться всему железу в виде арсенопирита, а приводит к кристаллизации диарсенида железа.

В а л л е р и т распространен очень широко в сростаниях с халькопиритом и пирротинном, представляющих собой продукты распада твердого раствора железа и меди в сульфиде цинка, и сам возникает вследствие неполного распада высокотемпературного халькопирита, богатого железом, на низкотемпературный халькопирит и пирротин. Кроме наличия в халькопиритовых эмульсионных вкрапленниках валлерита, обычного для большинства оловорудных месторождений, наблюдалось его присутствие непосредственно в крупных выделениях халькопирита.

Здесь валлериит образует тонкие шнурки, сложные пластинки, линзочки и зерна неправильной конфигурации размерами до 0,1—0,2 мм. Взаимоотношение их с крестообразными дендритовыми вкрапленниками сфалерита в халькопирите, характеризующее искривлением пластинок валлериита вдоль вкрапленников, указывает на то, что распад халькопирит — валлериит произошел позже, чем распад халькопирит — сфалерит.

В эмульсионных вкрапленниках халькопирита валлериит почти постоянно окружен тонкой каемкой пирротина. Количественные соотношения между этими тремя минералами варьируют, причем наблюдаются случаи, когда валлериит составляет около 70—80 % всего объема вкрапленника. В некоторых вкрапленниках выделения валлериита приурочиваются к контактам халькопирита или пирротина. Все это разнообразие, вероятно, свидетельствует о том, что мы наблюдаем различные стадии распада сложного твердого раствора. Наиболее ранняя стадия — распад высокотемпературного халькопирита на халькопирротин и низкотемпературный халькопирит. Значительное преобладание халькопирротиновой фазы при соотношении примерно 3 : 1 — 4 : 1 указывает на высокое содержание железа в первоначальном минерале. Сравнительно редко устанавливается распад халькопирротина на валлериит и низкотемпературный халькопирит. Сложные дендриты валлериита и мелкие поля халькопирита, заключенные между ними при соотношении 1 : 1, являются псевдоморфозами по пластинчатым выделениям халькопирротина. Эти участки чередуются с линзовидными обособлениями халькопирита, не содержащими других минералов и являющимися результатом более раннего распада с образованием халькопирротина. Вкрапленники халькопирита с валлериитом и каемками пирротина представляют собой результат более полного, чем описанные ранее, но все же не завершеного распада, при этом чем выше соотношение объемов пирротина и валлериита, тем процесс был ближе к конечному распаду. Этот последний случай наблюдается не часто, и мы почти всегда видим незначительное количество валлериита в халькопирит-пирротиновых вкрапленниках. Причина неравномерного протекания распада, следствием чего является одновременное присутствие в рудах всех его стадий, возможно, лежит в изначально различном составе вкрапленников высокотемпературного халькопирита, обладавшего неограниченной или близкой к этому смешимостью в отношении железа.

С т а н и н чрезвычайно редок. Он ассоциирует со сфалеритом и появляется на контакте этого минерала с касситеритом или образует мелкие просечки в сфалерите, но тоже в непосредственной близости от кристаллов касситерита. Можно уверенно говорить, что в момент отложения сульфидов раствор был полностью истощен в отношении олова.

Из нерудных к сульфидной ассоциации относятся: кварц, образующий субгидральные удлиненные зерна с включениями замещенных минералов, ксеноморфный к нему хлорит — делес-

сит, кальцит и флюорит; кварц замещается кальцитом и сульфидами. К ней принадлежат регенерированные мелкие хрупкие кристаллики и радиально-лучистые агрегаты актинолита в сульфидах, нарастающие на кварц и касситерит, которые не несут ни малейших следов катаклаза (см. фото 11).

Из гипергенных минералов по сульфидам на Чыбагалахском месторождении отмечены лимонит, скородит, марказит и пирит, ничем не отличающиеся от подобных минералов на других месторождениях. О мощности зоны окисления без подземных горных выработок судить трудно, но поскольку пирротин встречается и на поверхности, зона окисления не должна быть мощной.

ИНТЕРВАЛ ОРУДЕНЕНИЯ, ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЭРОЗИОННЫЙ СРЕЗ

Оловянное оруденение на левом водоразделе руч. Аллары расположено на седловине гребня массива, между отметками 600 и 830 м над уровнем моря. Участок правого борта ручья с промышленными рудами расположен на высоте 550 м. На горизонте ручья (450—500 м) оруденение кварц-амфиболовой и сульфидной ассоциаций хотя и известно, но уже явно затухает. Стадия грейзенизации гранитов параллелизуется в скарнах лишь с образованием амфибола, сиреневого аксинита и арсенопирита, а сульфидная — пирротина. Известковые же скарны с шеелитом затухания не обнаруживают.

Однако отсутствие здесь промышленного оловянного оруденения, по нашему мнению, следует объяснять не столько большим эрозионным срезом, сколько погружением массива и приуроченностью оруденения к его гребням. Поэтому на левом борту ручья мы вправе ожидать сохранение и даже интенсификацию оруденения до самого контакта массива. Учитывая абсолютную высоту обнажений известняков в ручьях Аллары и Шумном, можно установить, что контакт массива здесь расположен примерно на горизонте 550 м (см. рис. 2).

Оруденение на других рудопроявлениях известно также на интервале 660—800 м. Таким образом, без учета эрозионного среза интервал полезного оруденения для всего массива располагается между отметками 550—850 м.

Сычанский массив вскрыт эрозией между горизонтами 1640 м и 320 м над уровнем моря. Сателлиты начинают обнажаться на отметке 1150—1200 м. Предполагаемая высота верхней точки эродированного купола массива (1700—1850 м) близка к высоте купола соседнего Саханьинского массива (1900—2000 м), на котором сохранились останцы кровли. Крупные гранитные массивы Полоусно-Кольмской металлогенической зоны прерывают и метаморфизуют верхнеюрскую эффузивную толщу. Реставрация геологического разреза В. И. Соловьевым показала, что они фор-

мировались на глубине 1,0—2,0 км. Таким образом, палеоповерхность в момент формирования массива находилась на отметке около 3,5 км, а верхняя граница скарнового оловянного оруденения с учетом эродированной части — на глубине около 2,0 км от палеоповерхности.

Современный эрозионный срез для сохранения скарновых месторождений олова, связанных с крупными массивами гранитов, неблагоприятен, так как в настоящее время от эрозии сохранились лишь нижние их горизонты. Это, конечно, не исключает обнаружения скарнов, ассоциирующих с глубже залегающими массивами. Зато для формирования россыпей обстановка была лучше. Вопрос состоит только в том, насколько они сохранились при движении ледников.

Степень разведанности месторождения не позволяет осветить вертикальную инфильтрационную зональность в рудных телах. Поэтому мы остановимся лишь на некоторых отрывочных наблюдениях. Так, на общем фоне распространения гранатов гроссулярового типа, характерных для известковых скарнов, лишь в одном месте, в нескольких десятках метров от контакта с апофизой гранита, в рудном теле сульфидного состава встречен был андрадит в ассоциации с пироксеном (диопсидом), волластонитом, кальцитом и флюоритом.

В амфиболовых прожилках, ответвляющихся от трубчатого касситерит-сульфидно-амфиболового тела, и в самом теле на протяжении нескольких метров состав амфибола, судя по оптике, изменился от ферриактинолита ($Ng=1,670$, $Np=1,648$) в центре тела до типичного актинолита ($Ng=1,657$, $Np=1,630$), подтвержденного химическим анализом (см. табл. 1, обр. 176), на его периферии, более магнезильным актинолитом ($Ng=1,648$, $Np=1,630$) в ответвляющемся прожилке и тремолита ($Ng=1,627$, $Np=1,600$) на его выклинке. Аксицит в прожилке распространяется дальше от рудной трубы, чем касситерит. В апоскарновых породах вблизи контакта с гранитами развивается железистый актинолит ($Ng=1,664-1,685$, $Np=1,644-1,660$), также подтвержденный химанализом (см. табл. 1, обр. 251а).

ПРЕРЫВИСТОСТЬ ПРОЦЕССА ОРУДЕНЕНИЯ

Месторождение образовалось в течение четырех стадий оруденения: магнезильных скарнов, известковых скарнов, касситерит-амфиболовой (грейзенизации) и сульфидной. Мы считаем эти периоды стадиями, а не более крупными отрезками минералообразования, поскольку они не показывают связи с разными источниками и минерализующие растворы всех стадий могут последовательно генерироваться из одного магматического очага при его охлаждении, составляя в совокупности полный цикл кислотно-щелочной дифференциации, по Д. С. Коржинскому (1953) и В. А. Жарикову (1968).

Ассоциации минералов, свойственные этим стадиям, описаны выше, и здесь нам нет нужды приводить их вторично. Обоснуем лишь выделение стадий и рассмотрим объем этого понятия.

Борато-магнезиальные скарны нередко образуют изолированные от известковых скарнов залежи с самостоятельным сокращенным циклом последовательного изменения режима щелочей в растворе и парагенезисов минералов. Ранняя метасоматическая колонка, образованная в магматическую стадию (Коржинский, 1953; Шабынин, 1961), сменяется отложением клиногумита и флогопита в ассоциации с первичными боратами — суанитом, котоитом и людвигитом из постмагматических, менее щелочных, но все еще относящихся к раннещелочной стадии растворов (Александров и др., 1968). Ссайбелиитизация первичных боратов происходит в слабощелочных растворах уже при температуре 160—250°. Ее можно рассматривать как наступление кислотной стадии эволюции растворов, после которой происходит новое увеличение их щелочности и отложение серпентина. Кислотная стадия резко выражена при замещении пироксена тремолитом, который в свою очередь замещается серпентином.

В стадию магнезиальных скарнов помимо алюминия, кремния, железа, бора растворы привносили олово, фиксирующееся в решетке людвигита, фтор, входящий в клиногумит и флогопит, и немного серы, входящей в пирротин.

О. Г. Эновым и нами наблюдались пересечения инфильтрационных пластовых прожилков магнезиальных кальцифиров с людвигитом инфильтрационными же прожилками известковых скарнов, свидетельствующие о более поздней генерации скарнирующих растворов. Взаимоотношения серпентина с типичными минералами известковых скарнов, гранатом и пироксеном салитового состава нами не наблюдались, но более раннее образование серпентина отмечается в других районах. Так, в Кармазаре «известковые скарны развиваются по магнезиальным скарнам и офикальцитовым породам» (Жариков, 1959, стр. 224), в состав которых входит серпентин (стр. 205).

Поскольку генезис известковых скарнов также достаточно подробно рассмотрен в литературе, мы отметим лишь некоторые черты этой стадии, определяющие специфическое лицо месторождения. Чыбагалахские скарны относятся к сравнительно бедным марганцем. Гранаты относятся к гроссулярам лишь с некоторой примесью миналов спессартина и андрадита. Пироксен представлен геденбергитом и салитом с небольшой примесью марганца. Сочетание гроссуляра с пироксеном повышенной железистости говорит о сравнительно слабой щелочности растворов (Жариков, 1968), а преимущественно плагиоклазовый состав околоскарновой породы — о небольшом химическом потенциале калия. Растворы несли вольфрам, который в условиях щелочной среды отлагался (Брызгалин, 1958) в шеллите вместе с гранатом и пироксеном в начале скарнового процесса. Олово в этих условиях вошло как

изоморфная примесь в гранат (особенно андрадит) и везувиан, а бор и бериллий — в везувиан и пироксен.

Вслед за ранней скарновой ассоциацией следует отложение обыкновенной роговой обманки, везувиана и минералов эпидотовой группы, которые можно рассматривать как покисление растворов, и, наконец, хлорита, показывающего новое повышение их щелочности.

Грейзенизированные породы также нередко обособляются от известково-скарновых тел и образуются по трещинам в них, а при наложении грейзенизирующих растворов на эти тела наблюдается четко выраженная метасоматическая колонка с зонами наибольшего изменения скарнов у контакта их с гранитами, которую следует рассматривать как результат действия опережающей волны кислотных компонентов новых весьма активных растворов. В шлифах из грейзеновых образований нами наблюдалось развитие аксинита по везувиану, ранее частично замещенному цоизитом, карбонатом и флогопитом (см. Приложение, фото 6).

Стадия грейзенизации характеризуется появлением апогранитных и апоскарновых грейзенов и отложением типичных для грейзенов минералов: кварца, мусковита, турмалина, касситерита, арсенопирита и флюорита. В периферийных апоскарновых зонах грейзенизирующие растворы вызвали интенсивное замещение пироксена, везувиана и граната актинолитом, аксинитом и флогопитом. Наряду с диффузией растворов в сторону скарнов происходила и обратная диффузия кальция в сторону гранитов, в результате которой в апогранитных грейзенах отлагаются флюорит и кальцит.

Процесс этот идет при слабой концентрации железа, марганца и особенно магния в растворах, о чем свидетельствуют низкое их содержание во внутренних зонах метасоматической колонки и постепенное его увеличение во внешних (см. рис. 4). С другой стороны, при воздействии растворов на бедные железом известняки в актинолите фиксировалось железо, по-видимому, вынесенное из внутренних зон при грейзенизации.

В стадии грейзенизации отлагается основное количество олова в виде касситерита, а местами и норденшельдита, причем наиболее интенсивно — на фронте замещения известняков и скарнов грейзенизирующими растворами. В самих же грейзенах касситерит сравнительно редок.

Бор фиксируется в турмалине, аксините и частью мусковите, фтор — во флюорите и мусковите. Бериллий распределяется между аксессуарным бериллом, турмалином и аксинитом. Вольфрам входит как примесь в шеелит, а вольфрамит не обнаружен.

Аналогично нашему примеру, как фации грейзенов М. Г. Руб (1960) рассматривает своеобразные слюдисто-флюоритовые породы в Приморье, а И. Н. Говоров (1960), И. И. Куприянова и др. (1966) — бериллоносные породы, образованные по известнякам. Того же мнения придерживаются Г. А. Соколов и П. В. Комаров (1968).

Сульфидная стадия начинается с кристаллизации арсенипирита, переотложения актинолита и кварца и протекает в условиях недостатка серы, высокой активности железа и низкого окислительного потенциала. В результате сульфиды железа представлены почти исключительно пирротином, а сфалерит своей темной разновидностью марматитом с многочисленными обильными включениями в нем минералов меди, обогащенных железом, — валлеирита, халькопирротина и самого пирротина, что также свидетельствует о высокой температуре процесса. Роль олова и особенно бора в эту стадию сходит на нет.

Показательно, что процесс заканчивается отложением кальцита, а сульфидно-карбонатная стадия, обычно интенсивно проявленная в касситерит-сульфидных месторождениях, отсутствует, вследствие чего не развиты такие минералы, как галенит, пирит, сидерит, станнин, сульфосоли.

Между сульфидной минерализацией и стадией грейзенизации не замечается такой резкой границы, как между ранними стадиями. Единственным минералом, который можно рассматривать как продукт изменения пород, вмещающих сульфидные парагенезисы, является хлорит, рассекающий в виде прожилков актинолит и другие апоскарновые и скарновые минералы и частично замещающий их. Но количество хлорита в рудах на порядок меньше количества сульфидов.

Доказательством самостоятельности сульфидной стадии и временного перерыва между ней и стадией грейзенизации служит замещение сульфидами кварца и кальцита в аксинит-актинолитовой породе (см. фото 12), переотложение актинолита (см. фото 11), интенсивное дробление апоскарновых пород, предшествовавшее сульфидному парагенезису, и, местами, независимое распространение сульфидов, с одной, и грейзенов и апоскарнов стадии грейзенизации, с другой стороны.

Таким образом, по нашему представлению, процесс минерализации на месторождении разделяется на стадии, характеризующиеся действием независимого от других стадий потока растворов. Совокупность их составляет полный гидротермальный цикл интрузии (Жариков, 1968) от исходных магматических и постмагматических ранщелочных растворов стадии магнезиальных скарнов к ранне-, но несколько менее щелочным растворам стадии известковых скарнов, далее — к кислым растворам стадии грейзенизации и переходным к поздщелочным растворам сульфидной стадии.

Стадия магнезиальных скарнов соответствует концу прогрессивного периода эволюции интрузии, все остальные — регрессивному, причем объем метасоматических явлений, как это видно хотя бы из приведенной выше колонки, уменьшается от стадии к стадии. Судя по парагенезисам, в каждом потоке по мере падения температуры растворов наблюдается сокращенный гидротермальный цикл, выраженный сначала в уменьшении, потом увеличении щелочности, которая изменяется также при взаимодействии раст-

воров с вмещающими породами в пределах одной метасоматической колонки.

Изменением режима щелочей во времени и в направлении потока растворов и сложным составом этих растворов удовлетворительно объясняется появление одних и тех же минералов в разных стадиях, но с разной интенсивностью, например, пирротина в первую, вторую и, особенно, четвертую стадию, флогопита — преимущественно в первую, менее во вторую и третью, серпентина или хлорита — во всех стадиях, амфибола — тоже во всех, но преимущественно в третью. При этом состав минералов варьирует по стадиям.

В качестве примера рассмотрим один из таких минералов — флогопит, для чего вернемся к изученной нами метасоматической колонке (см. рис. 4, 5). Он был встречен в апоскарнах пятой зоны стадии грейзенизации, как продукт замещения магнезиального пироксена актинолитом. Далее, в шестой зоне, затронутой лишь растворами стадии известковых скарнов, флогопит отсутствует и снова появляется в седьмой зоне как продукт более ранней стадии магнезиальных скарнов. Такие примеры, число которых можно умножить, значительно труднее объяснить с позиции одного потока растворов с одним циклом кислотно-щелочной дифференциации.

Сложность растворов в каждой стадии доказывается хотя бы поведением олова, которое несли растворы первых трех стадий. Однако режим щелочей в числе других причин обусловил в первую стадию вхождение его в бораты, во вторую — в гранат и везувиан и только в третью — отложение в виде касситерита. В четвертую стадию незначительное количество олова фиксировалось в станнине.

Вольфрам в виде шеелита отлагался как в стадию известковых скарнов, так и в стадию грейзенизации. Цинк — преимущественно в сульфидную стадию в виде сфалерита, но повышенные содержания его отмечены в шпинели (первая стадия), пироксене и везувиане (вторая стадия), мусковите, актинолите, аксините и турмалине. Количества олова, вольфрама и цинка в рудных телах в среднем относятся как 1 : 0,2 : 8,5.

Интересно сопоставить Чыбагалахское месторождение в карбонатных вмещающих породах с оловоносными грейзенами в алюмосиликатной среде. Так как магма, генерировавшая эти месторождения разных формаций, была примерно одинаковой, все их различие обусловлено составом вмещающих пород. Тогда каждой стадии в месторождениях скарновой формации должна отвечать соответствующая ей в оловоносных грейзенах.

Со стадией магнезиальных скарнов параллелизуется образование биотитовых роговиков, которые содержат повышенные количества олова против неизмененных пород. В частности, на Чыбагалахском месторождении биотитизация наблюдается в пластах алюмосиликатных пород. Как следует из изложенного, стадии грейзенизации в обеих формациях параллелизуются. Тогда

наиболее вероятно параллелизация известковых скарнов с микроклиновыми метасоматитами, альбититами и кварц-ортоклазовыми жилами, которые, правда, в Сыачанском массиве развиты незначительно, но в других, например Верхне-Тирехтяхском в Восточной Якутии или на месторождении Майхура в Средней Азии (Власова, Жариков, 1962), имеют широкое распространение. Нет никаких оснований предполагать, что растворы, породившие эти зоны, ограничились воздействием на граниты и не затронули вмещающие породы. Они содержали железо, магний и марганец, перешедшие в раствор из замещенных гранитов, как это отчасти видно из нашего примера (см. стр. 8), которые потом оглагались в более щелочной обстановке при взаимодействии с карбонатными породами.

ВЫВОДЫ

1. Чыбагалахское месторождение оловоносных скарнов локализовано в мульдообразной впадине кровли северо-восточного гребня Сыачанского массива биотитовых гранитов. Месторождение интенсивно эродировано.

2. Месторождение образовано в течение четырех стадий минерализации: магнезиальных скарнов, известковых скарнов, грейзенизации и сульфидной. Интенсивность проявления стадий, выраженная в объеме метасоматитов, уменьшается от ранних к поздним. Наиболее интересная для нас колонка стадии грейзенизации состоит из: 1) зоны грейзенизированных гранитов, 2) апогранитных мусковито-кварцевых грейзенов, 3) апооколоскарновых мусковит-кальцит-кварцевых грейзенов, 4) апоскарновых кварц-турмалин-мусковитовых грейзенов, 5) апоскарновой аксинит-актинолитовой породы.

3. Промышленная ценность месторождения связана со стадией грейзенизации, когда олово отлагалось в виде касситерита частично в зонах апоскарновых и апогранитных грейзенов, но преимущественно в аксинит-актинолитовой зоне, на фронте действия грейзенизирующих растворов. В магнезиальных скарнах олово фиксировалось в людвигите, а в известковых — в гранате и везувиане.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968.
- Борнемац-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Брызгалов О. В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. — «Геохимия», 1958, № 3.
- Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Пер. с англ. М., ИЛ, 1953.
- Власова Д. К., Жариков В. А. Метасоматические изменения гранитоидов месторождения Майхура. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 5.

- Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Готман Я. Д., Шадлун Т. Н. Минералы олова.— В кн.: Геология олова. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. Пер. с англ. М., «Мир», 1965.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 14).
- Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Кислотность и щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Куприянова И. И., Заболотная Н. П., Новикова Н. И., Шацкая В. Г. Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава.— «Геология рудных местор.», 1966, т. VIII, № 5.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966.
- Некрасов И. Я. Об особенностях оловянного оруденения в карбонатных отложениях (на примере Восточной Сибири).— «Сов. геология», 1970, № 12.
- Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский красной прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИГЕМ, вып. 33).
- Соколов Г. А., Комаров П. В. О связи грейзенов и их оруденения со скарпами.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. (Пробл. 7. Эндогенные рудные местор.). М., «Наука», 1968.
- Шабьини Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезиальных скарнах.— «Геология рудных местор.», 1961, № 3.
- Шабьини Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. М., «Недра», 1964.
- Taylor Jr. H. Importance of chalcophile element abundances in determining the sequence of sulfide mineral deposition from monoascendent ore forming solutions. — Problems of post magmatic ore deposition, v. I. Prague, 1963.

Б. Л. ФЛЕРОВ, Б. Я. БИЧУС, В. И. КОРОСТЕЛЕВ

СКАРНОВОЕ МЕДНО-ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Район скарнового медно-вольфрамового месторождения (восточная Якутия) изучался Л. П. Смирновым (1953 г.), Б. С. Абрамовым, Д. И. Лариным (1954 г.), Д. А. Дорофеевым, М. И. Зиракадзе и А. А. Сушко (1955 г.), В. И. Коростелевым, а само месторождение Г. М. Билинкисом, Д. А. Дорофеевым, В. А. Кляхиным и Б. Л. Флеровым. В литературе оно освещено Д. А. Дорофеевым (1961) и В. И. Найбородиным (по материалам

технической пробы). В статье описывается скарновое медно-вольфрамовое месторождение и кратко для сравнения — соседнее Эрикагское оловорудное с использованием результатов ранних работ.

Район месторождения сложен терригенными песчано-сланцевыми отложениями верхоянского комплекса от пермского до среднеюрского возраста. Осадочные породы образуют две пологие субмеридиональные антиклинальные брахискладки, погружающиеся к северу, с выходами верхнепермских и нижнетриасовых отложений в ядрах, разделенные глубокой синклиальной складкой, в мульде которой залегают верхнетриасовые и нижнеюрские породы. В северной части района, отделенной крупными разрывными нарушениями северо-восточного простирания с амплитудой от нескольких сотен до первых тысяч метров, складки меняют свое простирание на широтное.

Вблизи периклинального замыкания складок в виде дугообразной полосы группируются массивы гранитоидов с площадью выхода менее 2 км², роговиковые поля и дайки. Наиболее вскрытые массивы — Сосукчанский и Эрикагский — представлены куполами и дайкообразными выходами гранитоидов, по простиранию местами переходящими в серии параллельных даек, вытянутых в широтном или северо-западном направлении на расстояние до 10 км. Прерывистая полоса ороговикованных пород протягивается от Сосукчанского массива к скрытому Джуптаганскому и до Эрикагского, меняя простирание от северо-западного до широтного. В юго-западном углу района, в зоне погружения антиклинальной складки, несколько изолированно расположена скрытая скарновая интрузия, которая экспонируется на поверхности контактовым ореолом и серией широтных даек.

В контактовых ореолах гранитоидных интрузий локализуются месторождения олова (Джуптаганское сульфидно-турмалинового типа, Эрикагское — сульфидно-кварцевое) и медно-вольфрамовое скарновое месторождение.

Тектоника района изучена недостаточно, и пока нет ясного представления о структурном контроле магматических и рудных проявлений. В соответствии с представлениями К. Б. Мокшанцева и др. (1968) предполагается наличие широтного глубинного разлома, протягивающегося по краю Адычано-Эльгинского поднятия, которому подчинены северо-западные и северо-восточные разрывные нарушения. К широтной и северо-западной системам приурочены дайки, вытянутость куполов интрузий и рудные жилы, к северо-западной — послерудные нарушения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Агылкинское месторождение, по Д. А. Дорофееву и Г. М. Билинкису, сложено ороговикованными породами сланцевой толщи нижнетриасового возраста, среди которых залегают пласт мрамор

ризованного известняка мощностью в несколько метров. Осадочная толща смята в пологую второстепенную антиклинальную складку, осложненную на крыльях мелкой гофрировкой. Контактный ореол над нескрытым массивом вытянут по широте почти на 2,5 км.

Осадочные породы прорваны широтной серией даек, круто падающих на юг. Они протягиваются веером, открытым к северо-западу, и за пределы контактового ореола, но наибольшей ширины и густоты насыщения серия достигает в центре контактового ореола, причем количество даек увеличивается с глубиной за счет появления слепых тел. Мощность обычно не превышает нескольких метров. В центре серии выходят дайки гранодиорит-порфиров, в том числе и наиболее мощная двадцатиметровая, и подчиненных им кварцевых порфиров, тоналит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов. Из цветных компонентов все они содержат только биотит и, очевидно, представляют собой апофизы нескрытого массива, тогда как дайки биотит-роговообманковых диорит-порфиритов, локализуясь преимущественно к северу от рудного поля, отчетливо биотитизированы под действием интрузии; Г. М. Билинкис наблюдал обломки этих пород в гранодиоритах.

К югу от месторождения протягивается полоса даек камптонитов, судя по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым методом (190 млн. лет), самых древних пород рудного поля, в то время как возраст гранодиорит-порфиров составляет 143—145 млн. лет (табл. 1).

Разрывные нарушения на месторождении представлены трещинами субширотного простирания, перпендикулярными к осевой плоскости антиклинальной складки, которым следуют дайки, и сколовыми трещинами северо-восточного простирания, которые контролируют послерудные взбросы, смещающие дайки и пласт известняков. Самый крупный из них имеет амплитуду 30—50 м. Сбросовая трещина мощностью 4—30 м насыщена гидроокислами железа и сульфатами. Параллельные сбросы отмечены и в середине рудного поля с амплитудой от долей до 18 м. Меридиональные разрывы мельче, и амплитуда их не превышает 2—3 м.

Дайки гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и тоналит-порфиритов Г. М. Билинкис отнес к одной интрузивной фазе, так как они не имеют четких видовых границ, не пересекаются друг с другом и разделить их по возрасту не представляется возможным. В некоторых дайках эти породы сменяют друг друга по простиранию. Другие дайки у контакта сложены кварцевыми диорит-порфиритами, а в центре — гранодиорит-порфирами. Все они характеризуются существенно плагиоклазовым составом, плагиоклаз образует часть вкрапленников, а в кварцевых диорит-порфиритах преобладает и в основной массе. Цветные минералы представлены только биотитом. В дайках гранодиорит-порфиров наблюдались ксенолиты песчано-глинистых сланцев.

Абсолютный возраст интрузивных пород района

№ образца	Порода	Местонахождение	Возраст, млн. лет	Время по советской геохронологической шкале 1960 г.
1115	Камптонит	Скарновое месторождение	190 ± 17	Верхний триас
1047	Гранодиорит-порфир	Скарновое месторождение	145	Конец верхней юры
185	Гранит-порфир	Скарновое месторождение	143	Конец верхней юры
1109	Гранодиорит-порфир	Эрикагское месторождение	130	Нижний мел
1108	Гранодиорит	Эрикагское месторождение	125 ± 9	Нижний мел
1418	Гранодиорит	Сосукчанское месторождение	109—116	Нижний мел

Примечания. 1. Абсолютный возраст определен калий-аргоновым методом Н. И. Пензашевым (Институт геологии ЯФ СО АН СССР). Коллекция В. И. Коростелева.

2. В таблицу не включены более ранние определения Л. В. Фирсова по образцам из Эрикагского массива — 168—169 млн. лет, как не соответствующие геологическим наблюдениям.

Гранодиорит-порфиры — наиболее распространенные в группе породы — имеют порфировую структуру с мелкозернистой ($< 0,1$ мм) основной массой аллотриоморфной, микрографической, микропегматитовой и микропоякилитовой (за счет включений полевых шпатов в кварце) структур. Основная масса состоит из кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаз-альбита и чешуек биотита. Среди вкрапленников (размером до 5 мм), составляющих 15—50% породы, преобладает зональный плагиоклаз № 36—40 (по трем замерам в плоскости $\frac{\perp [001]}{(010)}$ и [010]), редко № 51, образующий иногда гломеропорфирные сростки, которому подчинены оплавленные зерна кварца и более редкие таблички биотита. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно слабо замещается серицитом, кварцем, карбонатом, иногда по краям зерен альбитом или калиевым полевым шпатом. Биотит, преимущественно во вкрапленниках, замещается хлоритом, мусковитом, карбонатом, эпидотом с выделениями лейкоксена или сагенита. Основная масса интенсивно замещена серицитом, карбонатом.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, ортитом, сфеном, рутилом, пиритом и халькопиритом. Встречаются мидалиты, выполненные кальцитом с пластинками ильменита и кристаллами горного хрусталя на стенках.

Кварцевые порфиры отличаются от гранодиорит-порфиров увеличением количества вкрапленников кварца и появ-

лением редких порфиробласт калиевого полевого шпата в сростках с кварцем, с включениями биотита и плагиоклаза. Структура основной массы, состоящей из калиевого полевого шпата и кварца, микрографическая, преимущественно развивающаяся вокруг порфировых зерен кварца, иногда сферолитовая. Вторичные изменения более сильные, чем в гранодиорит-порфирах. Плагиоклаз часто нацело серицитизирован и частью карбонатизирован; биотит превращен в агрегат хлорита, мусковита и карбоната с выделением сагенита и иногда эпидота. Помимо аксессуариев, характерных для гранодиоритов, Г. М. Билингисом отмечен гранат.

Гоналит-порфиры при таком же высоком содержании кварца почти не содержат калиевого полевого шпата.

Кварцевые диорит-порфириты отличаются от гранодиорит-порфиров почти полным отсутствием вкрапленников кварца и призматически-зернистой структурой основной массы, состоящей из лейст плагиоклаза с небольшой примесью кварца, изредка биотита и калиевого полевого шпата, иногда слабо раскристаллизованной, состоящей из агрегатов оптически незрелого кварца с микропойкилитовыми включениями лейст плагиоклаза, вокруг которого развивается тонкая кайма калиевого полевого шпата. Порфировых вкрапленников обычно меньше 25%, и размер их не превышает 1 мм. Тонкотаблитчатый зональный плагиоклаз в центре № 60 ($\frac{\perp[001]}{(010)}$: $Ng=78^\circ$; $Nm=34^\circ$; $Np=58^\circ$), на периферии зерен № 50 ($\perp(001)$: $Ng=23^\circ$; $Nm=69^\circ$; $Np=80^\circ$) и до № 40 в другом шлифе. По биотиту развивается хлорит, менее мусковит и карбонат; в основной массе — серицит и карбонат. Плагиоклаз совсем чистый или слабо серицитизирован.

В некоторых дайках и, в частности, в самой мощной наблюдается зона закалки, представленная диорит-порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза, заключенными в слабо раскристаллизованной основной массе, состоящей из сферолитов кварца и калиевого полевого шпата и свежих лейст плагиоклаза. Порода пропитана тонкочешуйчатым биотитом, особенно по краям вкрапленников плагиоклаза и биотита с выпадением пластинчатого ильменита. В центральных частях дайки интрателлурические вкрапленники плагиоклаза интенсивно оплавлены основной массой. Дайки часто рассечены прожилками кварца и обычно более или менее серицитизированы вплоть до полного замещения серицитом полевых шпатов и основной массы. Природа этой биотитизации не вполне ясна: либо она обусловлена кристаллизацией биотита второй генерации, либо более поздними растворами, поднимающимися от интрузии по контакту даек.

Химические анализы пород (табл. 2) показывают принадлежность одной пробы к плагиопорфирам и второй к гранодиорит-порфирам. Оба образца относятся к известково-щелочным породам с преобладанием натрия над калием, особенно в плагиопорфирах, и высоким содержанием кальция.

Химический состав интрузивных пород рудного узла

Компо- ненты	Месторождение				
	Скарновое			Эгикагское	
	Порода (№ образца)				
	кампитонит (№ 1115)	тоналит (№ 185)	гранодиорит- порфир (№ 1047)	гранодиорит (№ 1108)	гранодиорит- порфир (№ 1109)
SiO ₂	48,43	67,72	67,44	67,90	66,87
TiO ₂	0,87	0,44	0,45	0,57	0,65
Al ₂ O ₃	12,69	13,87	14,18	13,02	15,10
Fe ₂ O ₃	2,44	} 4,71	0,76	} 4,37	1,29
FeO	5,68		2,95		3,38
MnO	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	11,67	0,93	1,07	0,93	1,58
CaO	9,86	4,23	3,58	3,23	3,71
Na ₂ O	4,00	3,44	3,82	3,50	3,69
K ₂ O	1,03	0,52	3,71	4,58	3,68
P ₂ O ₅	0,71	0,18	0,10	0,16	0,14
SO ₃	0,08	2,04	0,02	1,38	—
П. п. п.	2,52	2,02	1,03	0,90	0,21
—H ₂ O	0,32	0,14	0,13	0,25	0,12
Сумма	100,35	100,24	99,24	100,79	100,42
<i>a</i>	9,8	8,5	13,6	14,3	13,3
<i>c</i>	3,1	5,3	2,5	1,5	3,2
<i>b</i>	34,0	5,7	6,9	7,7	7,9
<i>S</i>	53,1	80,5	77,0	76,5	75,6
<i>f'</i>	20,9	70,8	49,0	48,3	52,6
<i>m'</i>	54,9	28,0	25,5	20,2	33,0
<i>a'</i>	—	1,2	—	—	—
<i>c'</i>	24,2	—	25,5	31,5	14,4
<i>n</i>	85,5	91,7	61,1	53,3	60,6
<i>Q</i>	-16,5	+38,7	+24,3	+22,9	+21,4
<i>a/c</i>	3,2	1,6	5,4	9,6	4,1

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Якутского территориального геологического управления С. Я. Волосневой.

Диорит-порфирит — более древняя, сильно измененная порода, сходная со спессартитом, в которой преобладают псевдоморфозы актинолита, развивающиеся по призматическим кристаллам роговой обманки, и тонковолокнистые и игольчатые выделения его по основной массе и плагиоклазу № 57 ($[001]$): $Ng=64,5^\circ$; $Nm=65^\circ$; $Np=37,5^\circ$). Иногда отмечается биотит, подчиненный актинолиту. Среди вторичных продуктов по плагиоклазу встречаются также серицит и карбонат, по амфиболу — хлорит и эпидот. В породе присутствует вкрапленность пирротина, апатита и иногда обильного сфена, немного кварца в интерстициях.

В пределах контактового ореола порода интенсивно биотитизирована. В интерстициях развивается кварц (3—5%), пронизанный иголочками переотложенного актинолита. В биотите наблюдаются включения обильного апатита и пирротина и более редкие — сфена и эпидота.

Камптониты имеют призматически-зернистую, иногда порфирированную структуру, образованную лейстами плагиоклаза № 58—68, согласно замерам в плоскостях $[001]$, $\perp(010)$, $\perp(001)$, $\frac{\perp[001]}{(010)}$, и изометричными призматическими выделениями зеленовато-бурой роговой обманки ($cNg=14-16^\circ$, $2V=-70^\circ(I)-86^\circ(I)$). Она местами ксеноморфна к плагиоклазу, что приближает структуру к диабазовой. Немногочисленные пластинки биотита обесцвечены и замещены хлоритом. Из вторичных, кроме того, присутствуют лейкоксен, тальк (?) и карбонат; из аксессуаров — апатит и рудный минерал. Форма псевдоморфоз карбоната и талька напоминает характерные срезы оливина или восьмиугольного моноклинного пироксена. Основная масса сложена плагиоклазом № 64, базальтической роговой обманкой ($cNg=15^\circ$, $2V=-64^\circ(I)$) с примесью биотита и сульфидов. Миндалины выполнены кальцитом. Г. М. Билингис наблюдал в породе ксенолиты ортогнейсов. Он упоминает также дайки керсантитов миндалекаменной текстуры, состоящие из плагиоклаза — 67%, биотита — 27% и аксессуаров — 2%. Химический анализ камптонитов (см. табл. 2) показывает в отличие от гранитоидов узла преобладание магния над железом, сравнительно высокое для основных пород содержание щелочей с резким преобладанием натрия.

Среди контактовых пород наиболее распространены серицит-хлоритовые ороговикованные сланцы, в то время как кварц-биотитовые роговики локализуются только в центре месторождения, причем интенсивная биотитизация приурочивается к пропласткам в пласте известняков, к контакту алюмосиликатных пород с этим пластом и дайками. Кварц-биотитовые роговики сложены кварцем, маложелезистым биотитом ($Ng=1,630$; $Np=1,590$; $Ng-Np=0,040$) с обильной вкрапленностью пирротина и примесью апатита и рутила.

Биотитизация в виде узких приконтактных полос мощностью в несколько сантиметров наблюдается также у некоторых даек гранодиорит-порфиров.

Ранняя дайка диорит-порфиритов, протягивающаяся до центральной части месторождения, целиком сложена мелкочешуйчатым и более крупным биотитом с обильным апатитом, кварцем (3—5%) в интерстициях, вкрапленностью сульфидов (превращенных в лимонит) и примесью сфена. В биотите отмечают мелкие включения минерала эпидотовой группы, а в кварце—иглолочки переотложенного актинолита.

Наложение биотитизации на ранние контактовые изменения подчеркивается прожилками кварц-биотитового состава и вкрапленностью шеелита (I)* в кварц-биотитовых роговках (Приложение, фото 13). Прожилки более сложного состава, известные только вблизи залежи, состоят из биотита в приальбандовых оторочках (рис. 1), альбита № 5 ($1001 : Ng=67^\circ ; Nm=26^\circ ;$

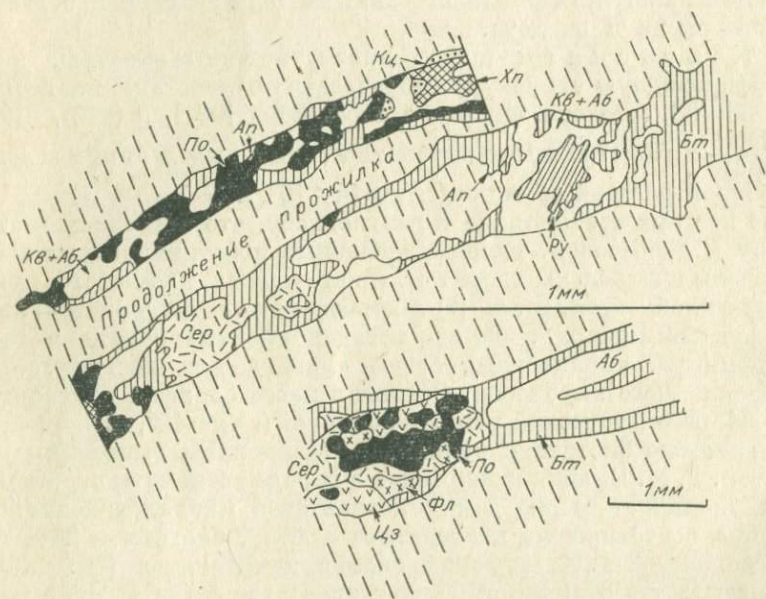


Рис. 1. Прожилки в кварц-биотитовых роговках (прерывистая штриховка).

Аб — альбит, Ап — апатит, Бт — биотит, Кв — кварц, Кц — кальцит, По — пирротин, Ру — рутил, Сер — серицит, Фл — флюорит, Хп — халькопирит, Цз — цоизит.

$Np=80^\circ$), пирротина в центральной зоне и примеси апатита, рутила, халькопирита, хлорита, цоизита, кальцита и флюорита. По альбиту развивается серицит, а около сульфидов биотит осветляется.

Приведенные факты позволяют отнести биотитизацию к магматической стадии формирования массива, соответствующую при-

* В скобках римскими цифрами здесь и далее указаны генерации минералов.

мерно времени кристаллизации биотита второй генерации. Образование биотита у контакта некоторых даек и замещение им хлорита, вероятно, объясняется некоторым разрывом во времени между внедрением и кристаллизацией даек-апофиз и кристаллизацией самого массива.

СТРОЕНИЕ РУДНОГО ТЕЛА

Рудное тело представлено залежью, образовавшейся по пласту мраморизованных известняков. Оруденелая часть пласта располагается преимущественно в западном крыле антиклинальной складки, не выходя за пределы контактового ореола. Падение рудного тела на этом крыле — $10-15^\circ$, а на восточном — $8-12^\circ$. Часть тела в ядре складки эродирована. В пределах рудного поля Г. М. Билинкисом наблюдались складки III и IV порядка с размахом крыльев $10-100$ м и мелкие гофрированные складки прослоев сланцев в пласте известняков. На юге месторождения в подошве рудного тела обнаружены два прослоя руды мощностью $0,4-0,6$ м.

Мощность рудного тела довольно постоянная; зальбанды резкие. Увеличение мощности за счет вмещающих сланцев наблюдается лишь при пересечении пласта дайками, вдоль которых образуются обогащенные столбы.

Доминирующим структурным рисунком в строении рудного тела является полосчатость, унаследованная от пласта известняков, содержащего, по Г. М. Билинкису, от 5 до 8 тонких ($0,4-10$ см) прослоев сланцевого материала на каждый метр мощности пласта (Приложение, фото 14). Эти прослои, собранные в мелкие складки, сохраняют свои очертания даже в условиях интенсивного метасоматоза. Полосчатая или ленточная текстура еще подчеркивается неодинаковой способностью прослоев известняка к замещению и, по-видимому, стремлением растворов разных стадий распространяться вдоль полойных трещин. В той же степени распространены массивные текстуры руд, сложенных агрегатом минералов скарновой, шеелит-кварцевой или сульфидной ассоциаций, прожилковые, обусловленные прожилками более поздних руд (Приложение, фото 15), и прожилково-вкрапленные, вызванные в основном проникновением сульфидов, кварца и шеелита в прослои замещенных известняков и сланцев при более или менее равномерном распределении их в руде. Структура руд мелкозернистая.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минеральный состав руд довольно разнообразен. Отличительной особенностью их является последовательная интенсивная переработка ранних минеральных ассоциаций более поздними при широком развитии кварца и сульфидов — преимущественно пирротина и халькопирита. Поэтому ранняя скарновая ассоциа-

Минеральный состав скарнового месторождения

Главные минералы, составляющие более 10% валового состава руд	Кварц, пирротин, пироксен, кальцит
Второстепенные: 10—1%	Биотит, халькопирит, актинолит, плагиоклаз, клиноцоизит, цоизит, хлорит, мусковит, гранат, шеелит
Примеси: менее 1%	Пирит, сфалерит, везувиан, апатит, рутил, магнетит*, ильменит*, сфен, флюорит, сидерит, висмутин, станнин, арсенопирит, блеклые руды, пренит, висмут, вольфрамит, циркон, джемсонит*, молибденит*, тетрадимит*, золото

Примечания. 1. Таблица составлена на основании данных Г. М. Билингса, Д. А. Дорофеева (1961), В. И. Найбородина и наших.

2. Звездочкой отмечены минералы, авторами не встреченные.

3. Раммельсбертит, торит, антимонит, упомянутые Д. А. Дорофеевым, в таблицу не включены, как не доказанные точными методами.

ция в чистом виде сохранилась только на периферии рудного тела. Она представлена преимущественно пироксеном, клиноцоизитом и более поздним актинолитом. Из карбонатов преобладает кальцит, реже встречается сидерит. Среди вольфрамов развит почти исключительно шеелит, проходящий через весь рудный процесс. Характерно слабое развитие минералов фтора и олова — флюорита, станнина и особенно касситерита, полное отсутствие турмалина. Рудный процесс недоразвит на низкотемпературном отрезке, и из сульфосолей уверенно определена только блеклая руда; обычны, но в ничтожном количестве, минералы висмута (табл. 3).

Перечисленные минералы довольно отчетливо группируются в четыре минеральные ассоциации, образованные в течение четырех стадий минерализации — скарновой, шеелит-кварцевой, сульфидной и кальцитовой (рис. 2). Ранняя биотитовая стадия является дорудной. В этом порядке они и рассматриваются нами ниже. Некоторые минералы, как, например, кварц, шеелит и халькопирит, образуются в течение двух смежных или даже трех и четырех стадий. Физико-химические параметры и состав растворов изменялись не только от стадии к стадии, но и в течение стадий, что обусловило соответствующую смену парагенетических ассоциаций.

Скарновая я минеральная ассоциация составляет полосы в пласте известняков между прослоями роговиков. По существу, эти полосы являются апоскарнами, поскольку на скарны наложившись более поздние минеральные ассоциации. Скарны сохранились лишь участками, преимущественно на флангах месторождения.

Самый ранний минерал скарновой ассоциации — пироксен — образует зернистые сростки и короткопризматические кристаллы, развивающиеся по всему пласту известняков. По оптическим константам ($Ng=1,728-1,735$; $Np=1,712-1,714$; $Ng-Np=0,016-0,021$; $cNg=44-52^\circ$; $+2V=62-68^\circ$) и химическому

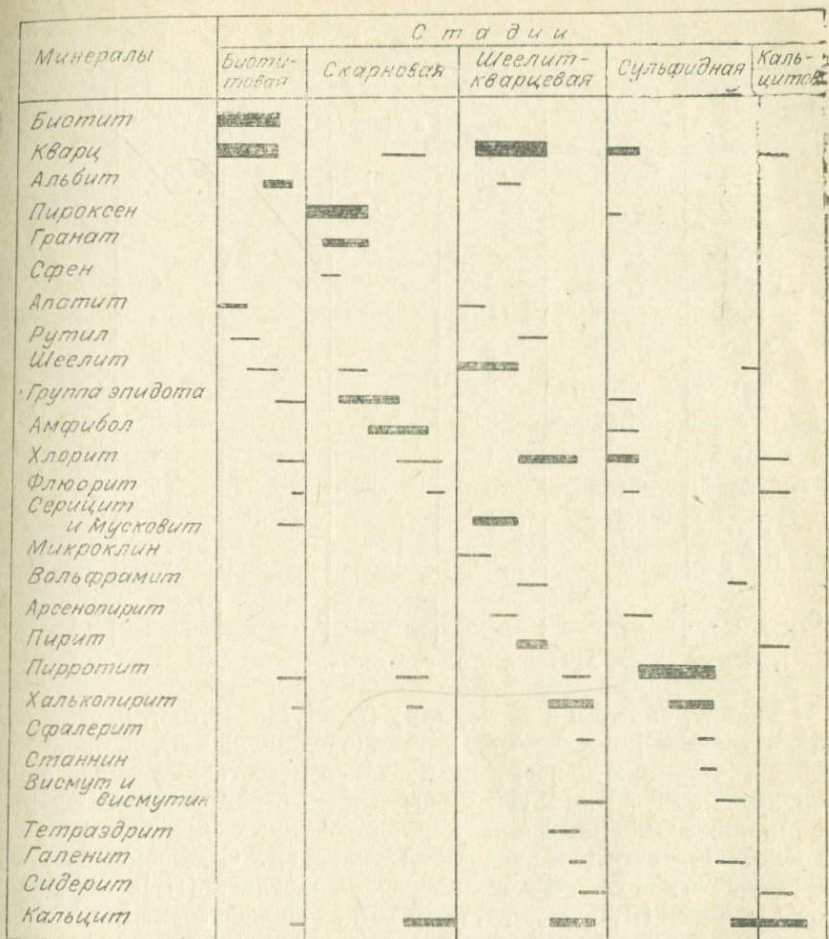
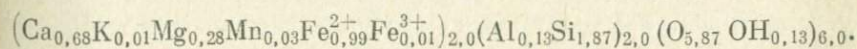


Рис. 2. Диаграмма последовательности выделения минералов в скарновом месторождении.

составу (табл. 4) пироксен относится к ферросалиту, но с пониженным содержанием кальция и повышенным — алюминия, что приближает его к авгиту. Поскольку удалось отобрать минерал только в смеси с кварцем и апатитом*, можно привести лишь приближенную формулу пироксена



Показатели преломления минерала: $N_g=1,732$, $N_p=1,712$; угол погасания $cNg=44-52^\circ$.

* Пирротин был удален растворением.

Расчет состава пироксена

Компоненты	Состав смеси минералов	Количество атомов				Приближенный состав пироксена
		в смеси	в кварце	в апатите	в пироксене	
SiO ₂	60,35	1005	470	—	535	45,85
TiO ₂	0,04	—	—	—	—	0,06
Al ₂ O ₃	1,80	36	—	—	36	2,57
Fe ₂ O ₃	0,31	4	—	—	4	0,44
FeO	20,32	282	—	—	282	29,06
MnO	0,65	9	—	—	9	0,93
MgO	3,28	80	—	—	80	4,72
CaO	11,58	206	—	13	193	15,43
Na ₂ O	0,04	1	—	—	1	0,06
K ₂ O	0,16	3	—	—	3	0,23
P ₂ O ₅	0,51	8	—	8	—	—
H ₂ O+	0,78	84	—	3	36	0,67
Сумма . . .	99,82					100,00

Примечание. Аналитик Е.Б. Галайская.

Гранат, близкий к гроссуляру ($N=1,743-1,758$), часто слабоанизотропный, с примесью титана (средние линии), спорадически образует тонкую полоску на контакте известковых полос с прослоями сланцев или пласта известняков с роговиками. Содержит пойкилитовые включения корродированных кристаллов пироксена. Очень редко отмечается везувиан. С пироксеном ассоциируют изометричные мелкие зерна шеелита (II) с неровными очертаниями (Приложение, фото 16), сходные с зернами его в биотитовом роговике (см. фото 13).

Пропастки роговиков замещены минералами эпидотовой группы, преимущественно клиноцоизитом ($Ng=1,714$; $Np=1,710$; $+2V=82^\circ$ (I)— 86° (I)) с низкими аномальными цветами интерференции ($Ng-Np=0,004$) или цоизитом ($Ng=1,698$) и пироксеном.

В эту же стадию, но несколько позже, пироксен интенсивно замещается железистым актинолитом, светло-зеленым до зеленого в шлифе ($cNg=10-14^\circ$; $-2V=56^\circ$ (I), 68° (I), 80° (I); $Ng=1,677$; $Np=1,659$; $Ng-Np=0,018$), кварцем и кальцитом. Роговики пересекаются прожилками актинолита с осветленными полосками у зальбандов, а у контакта с амфиболитизированными скарнами превращаются в кварц-актинолитовую породу с плагиоклазом, сфеном и магнетитом. По плагиоклазу развивается серицит.

Шеелит-кварцевая ассоциация образует полосы и прожилки в скарнах и прослоях роговиков, замещает амфибол-пироксеновые апоскарны и вмещающие породы около лежащего и висячего бока залежи. Представлена эта ассоциация

преобладающим молочно-белым или полупрозрачным кварцем, в значительной мере метасоматическим, о чем говорят обильные включения в нем ранних минералов — пироксена, актинолита, клиноцоизита (по скарнам), серицита (по роговикам), иногда с сохранением формы теневого замещенных кристаллов, например, биотита. С кварцем ассоциируют шеелит (III), часто в виде идиоморфных кристаллов (Приложение, фото 17), пластинки железистого мусковита, пятнами слабо окрашенного в шлифе в буроватый цвет ($N_g=1,610-1,627$; $N_p=1,561-1,588$; $N_g-N_p=0,039-0,049$). В кварце заключены мелкие короткопризматические кристаллы апатита, группирующиеся в полосы. У зальбандов прожилков изредка встречается ортоклаз ($\perp 010$: $N_g=4^\circ$, $N_m=89^\circ$, $N_p=88^\circ$ и $N_g=10^\circ$, $N_m=83^\circ$, $N_p=86^\circ$), а в центре их — альбит.

Порядок выделения этих минералов: апатит (содержится в виде идиоморфных включений в шеелите и кварце) — ортоклаз (выделяется у контактов) — шеелит — мусковит (иногда замещает шеелит) — кварц — альбит. Много реже шеелита встречаются призматические кристаллы и удлиненные зерна вольфрамит (I), который на него нарастает или замещает (Приложение, фото 18). Время его выделения соответствует кварцу.

Несколько позже кристаллизуется светло-зеленый в шлифе хлорит типа рипидолита ($N_g=1,621$; $N_p=1,618$; $N_g-N_p=0,003$ и до почти изотропного), образующий мелкочешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты в интерстициях кварца и шеелита. Рипидолит замещает шеелит и содержит мельчайшие включения рутила и минералов эпидотовой группы с плеохроичными двояками. Спектрально в нем установлены титан и ванадий. Близко к рипидолиту выделяются редкий пирит и обильный халькопирит, заполняющий интерстиции между зернами шеелита, кварца и вольфрамит. Сравнительно редкий кальцит заполняет промежутки между всеми этими минералами или пересекает их в виде прожилков, но иногда оказывается идиоморфнее халькопирита (Приложение, фото 19). В свою очередь, замещается сидеритом. В агрегате рипидолита и кварца бывает заключен флюорит.

Висмутовые минералы в этой ассоциации представлены преимущественно самородным висмутом, который образует вкрапленность в кварце и тяготеет к краям зерен шеелита. Резко ему подчинен висмутин. Как незначительная примесь, по краям скоплений халькопирита образуется пирротин. Д. А. Дорофеевым среди халькопирита был встречен касситерит в мелких короткопризматических кристаллах и округлых зернах, а В. И. Найбородиным — самородное золото в ассоциации с висмутом, сфалеритом и джемсонитом (?) или в ассоциации с халькопиритом в кварце.

На периферии рудного тела в рудных прослоях среди кальцитовых мраморов отмечалось повышенное содержание пирита, но в ассоциации не с халькопиритом, а тетраэдритом. Как показал

спектральный анализ, последний содержит примесь железа и цинка ($n\%$), серебра ($0, n\%$), мышьяка, висмута, свинца ($0, 0n - 0, 00n\%$). Кварц и пирит замещаются тетраэдритом (Приложение, фото 20). Такие же руды были встречены однажды и у лежащего контакта рудного тела, причем ближе к его центру пирит и блеклая руда сменились халькопиритом.

Сульфидная ассоциация образовалась как за счет скарнов, так и непосредственно по известнякам. Ленты роговиков нередко нацело замещены пирротинном. По ним также развиваются кварц, хлорит и эпидот ($-2V=84^\circ$ (I), 72° (I), 80° (I)). При взаимодействии растворов стадии с ранее отложенными минералами ранний кварц и пироксен замещаются сульфидами, в то время как шеелит и актинолит (Приложение, фото 21) остаются незамещенными. Кварц сульфидной ассоциации аллотриоморфнозернистый, содержащий обильную сыпь, но по отношению к сульфидам он идиоморфен. В самом начале стадии наблюдается переотложение пироксена и амфибола. Иногда удается наблюдать замещение биотита актинолитом по краям сульфидных скоплений.

Руды сульфидной ассоциации состоят преимущественно из кварца и пирротина с подчиненным халькопиритом и примесью раннего арсенопирита и более поздних сфалерита, станнина, висмутина и подчиненного ему самородного висмута (Приложение, фото 22). Последние охотнее развиваются в кварце и скарновых минералах. Изредка встречается флюорит. Д. А. Дорофеевым отмечен в ассоциации с другими висмутовыми минералами тетрадимит.

Халькопирит часто обособляется от пирротина, приурочиваясь к прослоям роговиков; образует линзы, полосы и вкрапленность в пирротине и эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Очень редко содержит звездчатые включения сфалерита и вкрапленность ильменита. За счет пироксена образуется клиноцоизит или эпидот и хлорит — амезит ($Ng=1,595$, $Np=1,582$, $Ng-Np=0,013$). При этом наблюдается микрозональность в последовательности пироксен—хлорит—эпидот—пирротин. В шлифах из эпидотизированных пропластков видно, как около скоплений и вкрапленников сульфидов цоизит перекристаллизовывается, превращаясь в эпидот с более высокими цветами интерференции. Одним из последних кристаллизовался кальцит, иногда содержащий вкрапленность вольфрамита (II), частично замещенного шеелитом (IV) (Приложение, фото 23). По пироксену, гранату и минералам эпидотовой группы образуется пренит ($Ng=1,640$, $Np=1,620$, $Ng-Np=0,020$).

В. А. Кляхин выделяет еще слабо проявленную карбонатную (кальцитовую) стадию, представленную прожилками кальцита и сидерита с флюоритом, кварцем и хлоритом — афросидеритом ($Ng=1,645$, $Np=1,640$, $Ng-Np=0,005$, оптически отрицательный). Прожилки на контакте с сульфидными рудами вызывают дисульфидизацию, вообще на месторождении очень слабо развитую.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО И ЗОНАЛЬНОСТЬ

Литологическим контролем обуславливается локализация оруденения в пласте известняков, к тому же подвергавшемся дроблению в большей степени, чем вмещающие породы. Это обеспечило в силу большого различия физических свойств известняков и прослоев сланцев в пласте проникновение растворов и широкое проявление метасоматоза. Над рудной залежью и под нею развились лишь маломощные рудные прожилки, причем несколько иного состава, чем рудная залежь.

Наиболее полно литологический контроль сказался в скарновую стадию, так как минералы скарнов отлагались только в пласте известняков и прослоях роговиков в нем. Только в конце стадии подверглись амфиболитизации алюмосиликатные вмещающие породы, да и то местами. В самом рудном теле пироксен локализуется в известковых слоях, в то время как клиноцоизит с пироксеном — в прослоях сланцев.

Шеелит-кварцевые руды преимущественно развиваются по скарнам, причем наиболее обогащены шеелитом участки залежи вблизи даек гранитоидов. Сами гранитоиды также подверглись у контакта со скарнами замещению и превратились в серицит-кварцевые породы с кальцитом и шеелитом, увеличивающие промышленную мощность залежи. Под рудным телом обычны кварцевые прожилки с халькопиритом, шеелитом, арсенопиритом, пиритом и кальцитом, причем кальцит и шеелит проявляются лишь вблизи его зальбандов. Над залежью образовались зоны серицитизации с кальцитом, хлоритом и вкрапленностью пирита.

Сульфиды, а особенно халькопирит, предпочитают замещать цоизитизированные прослои, хотя встречаются по всему пласту, почти не проникая во вмещающие породы. Массивные и ленточные сульфидные руды приурочены больше к лежащему боку пласта, где чаще сохраняются скарны. Надрудные и подрудные кварц-кальцитовые прожилки этой сульфидной ассоциации вместо пирротина и халькопирита содержат арсенопирит, галенит, сфалерит и джемсонит.

В плоскости залежи область распространения всех трех ассоциаций в общем совпадает, скарновая ассоциация распространена по периферии месторождения несколько дальше, чем сульфидная, в то время как наименьшую площадь занимает шеелит-кварцевая. На периферии рудное тело выклинивается постепенно. Среди скарнов появляются линзы незамещенных мраморов, потом руды локализуются только у кровли и почвы залежи. Пироксеновые скарны сменяются кальцифирами с пироксеном и актинолитом и, наконец, чистыми мраморами. В шеелит-кварцевую стадию на периферии залежи вместо халькопирита и пирротина образовались пирит и блеклые руды.

Внутри рудного контура, несмотря на незначительное количество пересечений, ясно намечаются ориентированные по падению

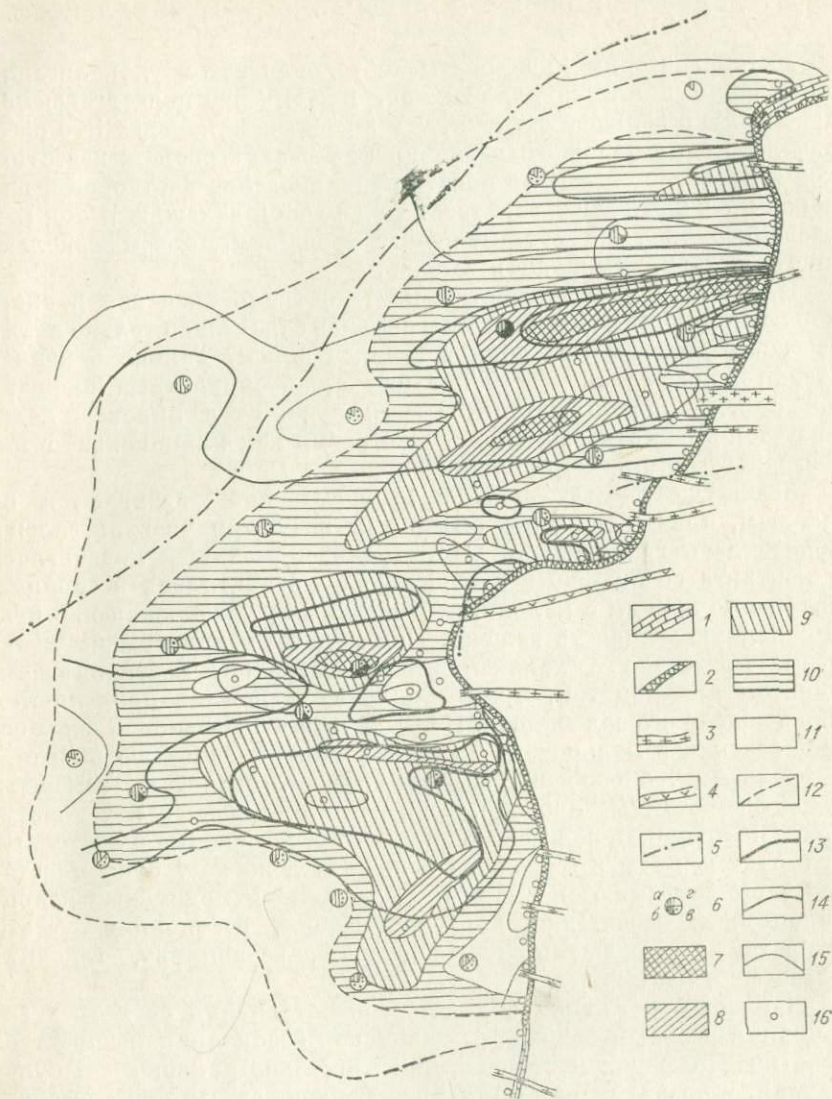


Рис. 3. Распределение вольфрама и меди в плоскости залежи (план).

Породы на выходе залежи: 1 — мраморизованные известняки, 2 — оруденелые скарны, 3 — дайки кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, 4 — дайки роговообманковых диорит-порфиров; 5 — разрывные нарушения; 6 — относительное развитие минеральных ассоциаций в залежи: а — скарно-ройд, б — шеелит-кварцевой, е — сульфидной, г — мраморов; 7—11 — относительное содержание вольфрама; 12 — изолинии содержания вольфрама; 13—15 — изолинии содержания меди; 16 — точки опробования.

залежи столбы, обогащенные шеелитом. Они локализируются вдоль даек гранитоидов, контакты которых служили рудоподводящими каналами (рис. 3). С ними частично совпадают и столбы с повышенным содержанием меди, что вполне понятно, так как халькопирит в равной мере отлагался в шеелит-кварцевую и сульфидную стадии.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Четыре выделенные ассоциации минералов мы рассматриваем как продукты четырех стадий минерализации — скарновой, шеелит-кварцевой, сульфидной и кальцитовой на том основании, что каждая из этих стадий характеризуется пересечением и интенсивным замещением ранних минералов новообразованиями, что свидетельствует о возобновлении притока растворов после перерыва и резком изменении их состава. Кроме того, установлено переотложение пироксена и роговой обманки поздними растворами шеелит-кварцевой и сульфидной стадий, что говорит о повышении температуры растворов в начале их.

В каждой стадии вследствие падения температуры растворов, некоторого изменения их состава во времени, а также реакций отложения и замещения минералов наблюдается смена парагенетических ассоциаций, между которыми если и наблюдаются реакционные взаимоотношения, то проявленные слабее, чем между стадиями. Так, в скарновую стадию в рудном теле выделяются два парагенезиса. В первый входят пироксен и шеелит, развивающиеся по известнякам, гранат, развивающийся около контакта известняков с пропластками сланцев, и клиноцоизит с пироксеном — по сланцам. Позже пироксен замещался актинолитом, кварцем и кальцитом.

В шеелит-кварцевую стадию ранний парагенезис представлен в порядке кристаллизации ортоклазом, шеелитом, кварцем, мусковитом, альбитом, арсенопиритом и вольфрамитом. В позднем парагенезисе продолжалась кристаллизация кварца и выделялись хлорит, рутил и пирит, за которыми следовали кальцит, халькопирит, немного пирротина, самородный висмут, висмутин и сидерит.

В сульфидную стадию ранняя парагенетическая ассоциация состояла из дерекристаллизованных пироксена и актинолита, хлорита, минералов эпидотовой группы, арсенопирита, за которыми следовали пирротин, халькопирит, сфалерит, станнин, галенит, висмутблеск и самородный висмут. Намечается и третий парагенезис, представленный кальцитом, вольфрамитом и частично замещающим его шеелитом.

Таким образом, на месторождении весьма интенсивно проявился гидротермальный процесс, приведший к широкому развитию кварц-шеелитовых и особенно кварц-сульфидных руд, преобладающих над скарновой ассоциацией. Это обстоятельство

позволяет отнести месторождение к сульфидному халькопирит-шеелитовому типу формации вольфрамоносных скарнов, отличающемуся от малосульфидного типа шеелитоносных скарнов Средней Азии (Абдуллаев, 1947). С другой стороны, скарновое месторождение по минеральному составу и стадийности процесса весьма сходно со скарновыми месторождениями шеелита в Сихотэ-Алине (Степанов, 1966). Но там в экзоскарнах отмечен волластонит, в эндоскарнах по биотитовым роговикам — обильный плагиоклаз, а в шеелит-кварцевых рудах — турмалин и арсенопирит.

Из специфических особенностей руд месторождения прежде всего надо отметить бедность его марганцем, бором, мышьяком, оловом, цинком и свинцом, которая отличает его от родственных касситерит-сульфидных месторождений. Пироксен содержит только десятые доли процента марганца, гранаты — сотые доли. В хлорите марганец не обнаружен. Касситерит в шеелит-кварцевых рудах встречается крайне редко. Станнин среди сульфидов также редок. Следы олова отмечены в пироксенах и не обнаружены полуколичественным спектральным анализом в гранатах. Сфалерит встречается чаще, но в очень малых количествах, чем, по видимому, и объясняется редкость его включений в халькопирите. Сульфидно-карбонатная стадия, обычная в касситерит-сульфидных месторождениях, здесь не отмечается, а потому руды крайне бедны сульфосолями. Висмут довольно обычен как самородный, так и в виде висмутита и изредка тетрадимита.

Из акцессорных примесей наиболее интересен селен, отмеченный в пирротине (0,013%), халькопирите (0,008%) и арсенопирите (0,03%) и теллур в халькопирите (0,006%). Руды бедны индием, который отмечен в халькопирите (по Г. М. Билинскому, 0,002—0,015%), сфалерите (0,0n%) и пироксене (0,005%). Бериллий содержится в пироксене (0,00n%), гранате (следы); германий — в пирротине, халькопирите, пирите (2 г/т), пироксене (1—2 г/т); галлий — в пирротине и пироксене (0,00n%), кадмий — в сфалерите (n%), стронций — в шеелите (0,0n%).

Мономинеральный состав ранних скарновых образований, состоящих из пироксена довольно постоянного состава, близкого к геденбергиту, и шеелита, который можно считать обособленным минералом, и малая мощность экзоскарнов, развивающихся только в прослоях роговиков среди замещенных известняков, достаточно определенно показывают, что они относятся к контакто-инфильтрационному типу. Значительная часть железа, магния и кремния, необходимая для образования пироксена, привносится растворами. Вмещающие кварц-биотитовые роговики, как правило, замещению не подвергаются, что также свойственно этому типу. Образование их, по видимому относится к магматической стадии и по времени соответствует кристаллизации биотита второй генерации, развивающегося помимо песчано-сланцевой толщи у контактов некоторых даек гранодиорит-порфиров. Важно отметить, что биотитизация пород сопровождается неко-

торым привнесом вольфрама, который фиксируется в виде шеелита в биотит-кварцевых роговиках.

По температурным условиям описываемые скарны относятся к пироксен-гранат-эпидотовой фации, для которых из-за отсутствия волластонита и андрадита можно предположить температуру образования 500—550° С (Жариков, 1959). Высокой температуре их кристаллизации соответствует и ничтожная примесь марганца в салитах. Только спорадическое образование граната на границе эндо- и экзоскарнов указывает на инертность алюминия, обычную для контактово-инфильтрационных скарнов, и свидетельствует о резко подчиненном значении биметасоматических явлений, проявившихся в пласте лишь у контакта известковых слоев с прослоями роговиков. Отсутствие волластонита говорит о достаточно высоком химическом потенциале магния и железа в растворах. С другой стороны, этот потенциал был недостаточен для образования андрадита. Отчасти этим же обстоятельством объясняются принадлежность граната к гроссуляру и преобладание среди минералов эпидотовой группы клиноцоизита. Это может свидетельствовать, по В. А. Жарикову (1968), о повышении кислотности растворов, которое приводит к увеличению железистости пироксенов и уменьшению ее в гранатах.

В замещенных прослоях сланцев не наблюдались полосы ортоклазовых околоскарновых пород из-за низкого потенциала калия в растворах, либо, что нам представляется более вероятным, эта зона была полностью поглощена эпидозитами из-за малой мощности прослоев.

Наложение на скарны шеелит-кварцевых руд можно параллелизовать с касситерит-кварцевой стадией в касситерит-сульфидных месторождениях, со свойственной ей серицитизацией (мусковитизацией) и турмалинизацией околожильных пород. Такие же изменения наблюдаются у прожилков под рудным телом, но без турмалина и с добавлением кальцита. Из касситерит-сульфидных месторождений по составу руд этой стадии к изученному месторождению наиболее близко стоит Илинтасское, в котором руды стадии содержат касситерит, вольфрамит и халькопирит. Подавляющее преобладание шеелита в этом месторождении над вольфрамитом обусловлено щелочной обстановкой рудоотложения в известковой среде (Брызгалин, 1958), а появление позднего вольфрамита в рудах — уменьшением щелочности растворов в процессе кристаллизации.

Хочется обратить внимание на присутствие шеелита и кальцита в прожилках кварца под рудным телом в алюмосиликатном окружении, которое, по нашему мнению, объясняется медленным продвижением растворов по трещинам, которое не могло препятствовать диффузии кальция в обратном направлении.

Как на Илинтасском, так и на изученном месторождении руды этой стадии содержат наряду с халькопиритом немного пирротина, кристаллизовавшегося после него, по-видимому, из-за более высокого химического потенциала меди в растворах по срав-

нению с железом и уменьшения окислительного потенциала растворов в процессе кристаллизации. Это уменьшение и небольшой химический потенциал серы вызвали преимущественное отложение самородного висмута по сравнению с висмутином. Напротив, в сульфидную стадию низкий окислительный потенциал растворов и высокое содержание в них железа и серы обусловили более раннее отложение пирротина по сравнению с халькопиритом, а на низкотемпературном отрезке при сохранении высокого химического потенциала серы и некотором повышении окислительного потенциала растворов — преимущественное отложение висмутина.

ЭРИКАГСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОЛОВА

В том же рудном районе нами было бегло осмотрено Эрикагское месторождение олова с целью сопоставления условий образования двух близко расположенных месторождений, принадлежащих к разным рудным формациям, связанным с магматизмом одного цикла.

Эрикагское месторождение локализуется в экзоконтактовой зоне Эрикагского гранодиоритового массива, контактовый ореол которого вытянут в широтном направлении согласно с простиранием пород в этом месте. На поверхности обнажается лишь дайкообразный его выступ с крутыми боковыми контактами площадью $1,4 \times 0,3$ км, от которого ответвляется серия даек — апофиз широтного же простирания, на западе заворачивающих к ЗСЗ.

Состав массива и даек (среднее по трем замерам) соответствует гранодиориту с содержанием плагиоклаза 41,1% в центре — № 40—60 ($\perp(001)$: $Ng = 49^\circ$; $Nm = 49^\circ$; $Np = 64^\circ$) и на периферии — № 22—34 ($\perp(001)$: $Ng = 82^\circ$; $Nm = 8^\circ$; $Np = 88^\circ$), калиевого полевого шпата иногда с неясной микроклиновой решеткой — 15,8%, кварца 27,7%, биотита 14,3%, хлорита 0,3%, акцессорных минералов 0,5%. Последние представлены цирконом, апатитом, рутилом, изъменитом, реже ортитом, сфеном, шеелитом, монацитом, пирротинном (иногда до первых %).

Структура породы порфировая. Во вкрапленниках встречаются главным образом плагиоклаз, реже биотит, изредка амфибол, замещаемый биотитом. Оплавленные зерна кварца, в отличие от скарновых даек, отсутствуют. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая, липидобластовая, фельзитовая, очень редко микропегматитовая. Лейсты плагиоклаза, частые в дайках скарнового месторождения, в ней не встречаются. Последовательность идиоморфизма: плагиоклаз — биотит — кварц — калиевый полевой шпат. Интенсивно развита вторая генерация биотита. Порода свежая: постериорные минералы — альбит, хлорит, серицит — не часты. В эндоконтактовой зоне в гранодиоритах уменьшается величина зерен и резко проявлена порфировидность. Около самого контакта в них наблюдаются ксенолиты песчаников, а в узкой полосе (2—3 см) — аплитовые оторочки.

В рудном поле встречаются также дайки биотитовых плагио-порфиров и диорит-порфиритов, интенсивно измененные при авто-метаморфизме. Порфировые выделения в них (20%) представлены зональным плагиоклазом. Основная масса сложена тонковолокнистыми и сферолитовыми агрегатами, в которых наблюдаются микропойкилитовые включения тонких призмочек альбита. Между сферолитами заключен кварц.

Диорит-порфириты образуют широтные дайки с падением 55—90° на юг, тяготеющие к флангам поля. Контакты их с дайками гранодиорит-порфиров, по Г. М. Билинкису и И. А. Бессонову, извилистые резкие. От одной из даек диорит-порфиритов в сторону гранодиорит-порфиров ответвлялись маломощные апофизы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже амфиболом и биотитом. Основная масса микропойкилитовая и состоит из тех же минералов с примесью кварца. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен. Эпимагматические минералы — хлорит, серицит, карбонат, иногда сульфиды (до 20%).

Контактный ореол массива сложен мушкет-кварцевыми, двуслюдистыми, полевошпат-кварцевыми роговиками. У контакта они интенсивно сульфидизированы и содержат линзы биотитизированных пород.

Химические анализы пород (см. табл. 2) соответствуют гранодиоритам нормального известково-щелочного ряда с близким содержанием по весу калия и натрия ($n = 53,3$ и $60,6$). При этом проба (№ 1108), взятая дальше от контакта, показала больше кремния и щелочей, преобладание калия, меньше кальция и большую общую железистость. Абсолютный возраст пород Эрикагского массива — 125—130 млн. лет (см. табл. 1) — несколько более молодой, чем даек скарнового рудного поля.

Эрикагское месторождение, по Д. А. Дорофееву, представлено серией жил и прожилков сульфидно-кварцевого состава, сосредоточенных в полосе широтного простирания. Жилы падают на юг под углом 75—80°. В результате интенсивного проявления гидротермального метаморфизма в полосе роговики переработаны в хлорит-серицитовые и турмалин-серицитовые породы, в которых помимо обильной вкрапленности и прожилков пирита встречаются арсенопирит, станнин и касситерит.

Жилы сложены кварцем, пиритом и довольно обильным станнином, развивающимся в виде прожилков в пирите, по краям его зерен и гнездовых включений в кварце. Реже встречаются арсенопирит, иногда с ориентированными включениями леллингита, касситерит и лимонит, образовавшийся за счет сидерита. Как примесь, в кварце отмечены самородный висмут и вторичные минералы висмута, видимо, заместившие висмутин, а в станнине — халькопирит и сфалерит. В последнем, в свою очередь, встречаются более мелкие включения халькопирита и станнина.

Касситерит образует короткопризматические кристаллы, рассеянные в кварце, а местами звездчатые тонкопризматические агрегаты, криптокристаллические в центре. Нередко корродируется

кварцем, вплоть до образования скелетных зерен. Изредка на границе пиритовых агрегатов со станнином наблюдается марказит, разбивающийся по пластинкам полностью замещенного пирротина.

В самом массиве были встречены редкие прожилки кварца с ортоклазом ($\perp(001): Ng=85^\circ; Nm = 10^\circ; Np = 80^\circ; -2V=80^\circ(I); \perp(010): Ng = 8^\circ; Nm = 84^\circ; Np = 83^\circ$), турмалином, арсенипиритом. Последний содержит мелкие включения халькопирита и единичные — станнина и сфалерита. Несколько дальше от контакта, чем сульфидно-кварцевые жилы с касситеритом, отмечены кварц-хлорит-сульфидные прожилки с мелкими зернами касситерита и призматическими кристаллами и неправильными зернами акцессорного ксенотима (?) в кварц-хлоритовой массе.

Вне пределов контактного ореола, как и во многих других оловорудных узлах, Д. А. Дорофеев обнаружил среди осветленных пород, содержащих вкрапленность пирита, пирротина и сфалерита, прожилки марганцовистого карбоната ($Nm = 1,698, Np' = 1,518$) с пиритом, галенитом, сфалеритом и пирротином, не затронутым дисульфидизацией, халькопиритом, станнином, блеклой рудой, пираргиритом и самородным серебром, образующим тонкую вкрапленность в пираргирите и блеклой руде и на границе первого с карбонатом.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СВЯЗИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЗМОМ

Пространственная связь скарнового месторождения с дайками преимущественно гранодиоритового состава — апофизами невскрытого массива, расположение его в контактовом ореоле этого массива, а также отсутствие на площади месторождения поздних кислых или средних даек позволяют предполагать генетическую связь его именно с магмой гранодиоритового состава. По тем же причинам предполагается связь сульфидно-кварцевого оловянного Эрикагского месторождения, не содержащего минералов вольфрама, также с магмой гранодиоритового состава. Мы не располагаем сейчас данными, позволяющими объяснить различие состава месторождений при близости состава парагенетически связанных с ними магматических пород. Достаточно определено можно лишь говорить, что главная причина лежит в составе растворов, а не в условиях отложения руд, и отметить, что дайки скарнового поля содержат несколько больше натрия по сравнению с калием, а эрикагские более богаты калием (по весу), и абсолютный возраст первых оказался древнее, чем вторых, на 16 млн. лет. В Сихотэ-Алине, согласно П. Н. Степанову (1966), скарново-шеелитовые месторождения также связаны с гранитоидами пониженной кремнекислотности с преобладанием натрия над калием, а шеелитоносные скарны мира приурочены к району развития гранитоидов повышенной основности (Абдуллаев, 1947).

ВЫВОДЫ

Скарновое медно-вольфрамовое месторождение относится к типичным представителям формации вольфрамоносных скарнов халькопирит-шеелитового контактово-инфильтрационного типа. Оно образовалось в пределах контактового ореола нескрытого гранодиоритового массива, представленного лишь дайками-апофизами преимущественно гранодиоритового состава с колебаниями от кварцевых диоритов до кварцевых порфиров.

На месторождении в позднемагматическую стадию контактово-метаморфизованные серицитизированные и хлоритизированные породы подверглись биотитизации. Скарновая залежь сформировалась по пласту известняков в постмагматический период в четыре стадии: скарновую, шеелит-кварцевую, сульфидную и слабо развитую кальцитовую.

Из минералов вольфрама преимущественно распространен шеелит, встреченный в биотитовых роговиках, пироксеновых скарнах, шеелит-кварцевых рудах и в незначительном количестве в сульфидных, где он замещает редкий вольфрамит (II), появляющийся вместе с кальцитом в конце стадии. Ранний вольфрамит, напротив, замещает шеелит в шеелит-кварцевых рудах.

Руды скарнового месторождения крайне бедны свинцом и цинком и практически стерильны от олова и бора, чем они существенно отличаются от соседних оловянных месторождений — Эрикагского, принадлежащего к сульфидно-кварцевому минеральному типу, и Джунтаганского, принадлежащего к сульфидно-турмалиновому типу.

При поисках скарновых месторождений описанного типа следует учитывать, что для их образования необходимы наличие пласта известняков нижнетриасового возраста и залегание его в пределах контактового ореола массивов пониженной кремнекислотности. Как признак слепых залежей, можно рассматривать зоны серицитизированных пород с кальцитом, пиритом и хлоритом, образующиеся над залежами шеелитоносных скарновых руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
- Брызгалов О. В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. — «Геохимия», 1958, № 3.
- Дорофеев Д. А. Один из типов вольфрамовых месторождений Восточной Якутии. — «Матер. по геологии и полезным ископ. Якутской АССР». Вып. 5. М., 1961.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ИГЕМ, вып. 14).
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. и др. Глубинное строение

восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968.

Степанов Г. Н. Генетические особенности скарповых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня с вольфрамовой и оловянно-полиметаллической минерализацией.— В кн.: Генетич. типы, условия образования и закономерности размещения местор. олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966.

Б. Л. ФЛЕРОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ВАЛЬКУМЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Статья написана по материалам, собранным и обработанным автором и под его руководством в период 1952—1956 гг. С тех пор исследования месторождения продолжают до настоящего времени. Месторождение неоднократно в том или ином аспекте описывалось в литературе (Лугов, 1965; Флеров, 1959, 1961; Флеров, Дворак, 1958; Воронцов, 1966; Хребтов, 1967; и др.). Однако парагенезисам минералов в этих статьях не было уделено достаточного внимания, несмотря на исключительно интересные и типичные взаимоотношения между ними. Это обстоятельство побудило автора вернуться к своим материалам, дополнительно посетить месторождение, исследовать ранее неописанные аншлифы и подтвердить определения редких минералов точными методами.

Автор приносит благодарность Л. Н. Пляшкевич, П. В. Бабкину, Я. В. Яковлеву за описание части аншлифов и замеры констант минералов, Ю. Я. Жданову и М. Ф. Чиликину за рентгеноструктурные определения. При написании статьи автор получил консультацию у Ф. Н. Шахова.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ

Рудные тела Валькумейского месторождения локализируются в южной части эндоконтактной зоны многофазного Певекского гранитоидного массива, расположенного в западной части Чукотки. Они имеют меридиональное простирание и крутое падение на запад и восток. По форме среди рудных тел различаются простые и сложные жилы, штокверковые и минерализованные зоны. Длина рудных тел по простиранию измеряется первыми сотнями метров, редко больше. Мощность штокверковых и минерализованных зон доходит до 10 м.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, СТАДИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Большая часть жил сложена двумя главными минералами — турмалином и кварцем. Во вмещающих породах помимо этих минералов обилён мусковит, серицит, карбонаты и калиевый полевой шпат. Спорадически, как главный минерал минерализованных зон, встречается альбит. Хлорит резко подчинён турмалину, а минералы фтора практически отсутствуют. Большинство исследователей, изучивших месторождение (Лугов, 1965; Воронцов, 1966), относят его к турмалиновому типу касситерит-силикатной формации. Однако некоторые жилы наряду с минералами, типичными для этой формации, содержат до 50 и более процентов сульфидов, железистых карбонатов и несколько видов сульфосолей (табл. 1), что не может не учитываться при формационном анализе. Исходя из этих соображений, автор считает месторождение принадлежащим к турмалин-сульфидному типу касситерит-сульфидной формации или по крайней мере переходным к этой формации от касситерит-силикатной.

На месторождении минералы группируются в последовательные парагенетические ассоциации, сменяющие друг друга в порядке уменьшения температуры кристаллизации во времени, по ходу движения растворов в вертикальном направлении и по простиранию жил, а также в поперечных зонах метасоматической зональности.

Периодичностью в раскрытии трещин при одновременном изменении состава и характера поступающих растворов во времени обусловлена стадийность процесса минерализации. При этом под стадиями, в развитие определений С. С. Смирнова и А. Г. Бетехтина, мы понимаем части рудного процесса, в течение которых

Таблица 1

Минеральный состав гипогенных руд Валькумейского месторождения

Главные минералы, составляющие более 10% по весу	Турмалин, кварц, мусковит*, альбит*
Второстепенные минералы, составляющие 1—10% по весу	Анкерит*, кальцит, калиевый полевой шпат*, хлорит*, арсенопирит, пирит, каолинит*, касситерит, пирротин, халькопирит, сидерит, биотит*, аксинит
Примеси, встречающиеся часто, составляющие менее 1%	Анагаз, рутил*, апатит, станнин, марказит, антимонит, сфалерит, блеклая руда, монацит*, джемсонит, буланжерит, сфен*, циркон*, штернбергит, ломонтит
Примеси, встречающиеся спорадически	Бергтерит, амфибол*, апидот*, висмутин, галеновисмутит, висмутплагинит, самородный висмут, вольфрамит, виллиамит, плагинит

Примечания. 1. Минералы расположены в порядке их количественного распространения.
2. Звездочкой отмечены минералы, встречающиеся преимущественно в околожильных породах.
3. Кроме приведенных в таблице минералов в рудах отмечались некоторые редкие сульфосоли (Флеров, 1961; Лугов, 1965), но они не были подтверждены точными методами.

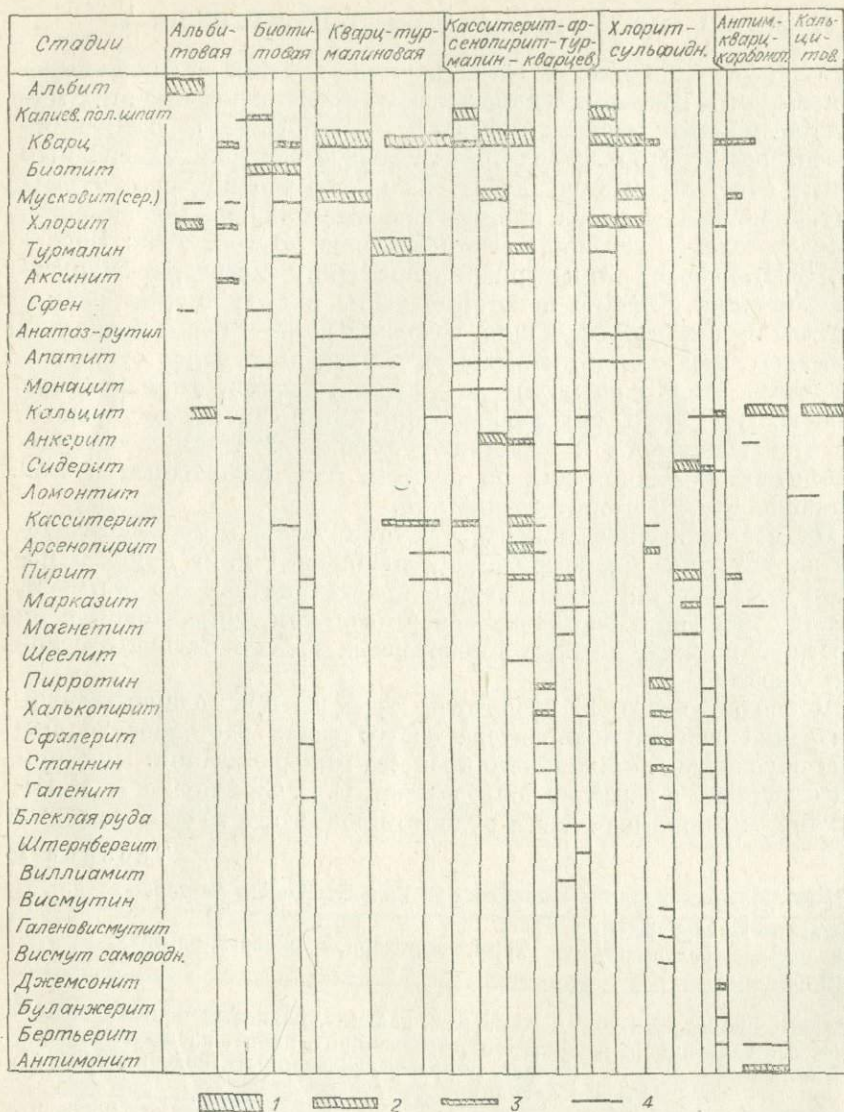


Рис. 1. Парагенетическая диаграмма минералов Валькумейского месторождения. Ширина полосок отражает количество данного минерала в составе руд стадий и парагенезисов.

1 — главные минералы; 2 — второстепенные; 3 — частые примеси; 4 — редкие примеси. Тонкими вертикальными линиями разделены парагенезисы внутри стадий.

отложились минеральные ассоциации, состоящие из серий последовательных парагенезисов, разделенные периодом закрытия трещин и рудоподводящих каналов и прекращением притока растворов. Эти перерывы конкретно выражаются: 1) в существенном изменении состава минеральных ассоциаций; 2) в пере-

сечении и цементировании ранних сложных ассоциаций минералов поздними; 3) в новом типе околожильного метасоматизма и интенсивном замещении ранних минералов поздними, свидетельствующих о химической активности нового потока растворов; 4) в повышении температуры образования ранних минералов данной стадии по сравнению с поздними минералами предыдущей; 5) в появлении нового цикла кислотно-щелочной дифференциации (Кигаи, 1966); 6) в достаточном масштабе проявления минеральной ассоциации стадии.

Не всегда удается установить все шесть условий и приходится стадии выделять по совокупности имеющихся данных. В частности, мелкие перерывы отложения — ступени (Петровская, 1965) — наблюдаются часто как между парагенетическими ассоциациями, так и внутри их. Обособление минеральных ассоциаций и изменение характера околожильных изменений в отдельных телах или их частях может быть следствием зональности отложения.

Процесс минерализации на Валькумейском месторождении разделяется на семь стадий; 1) альбитовую (предрудную), 2) биотитовую, 3) кварц-турмалиновую, 4) касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевую, 5) хлорит-сульфидную, 6) антимонит-кварц-карбонатную, 7) кальцитовую (послерудную). Эта схема, принятая автором после дополнительных исследований, несколько отличается от предложенных им ранее (Флеров, 1959, 1961).

Перейдем к обоснованию выделенных стадий и описанию слагающих их парагенезисов (рис. 1).

Альбитовая стадия

Самая ранняя альбитовая стадия проявилась в альбитизации гранодиоритов-адамеллитов вдоль зон дробления, локализующихся около западного и восточного контактов Певекской интрузии, в ее южной части. К центру месторождения она постепенно затухает. Альбитизированные гранитоиды (альбититы) образуют мощные линзовидные минерализованные зоны, падающие на запад под углами $45-70^\circ$, более пологими, чем жилы. От зон отходят многочисленные апофизы с такими же углами падения, но на восток. Рудные тела образованы метасоматически. Прожилки альбита маломощны и крайне редки.

Характер проявления альбитизации показывает, что она обусловлена действием постмагматических растворов, двигавшихся из нераскристаллизовавшихся частей локальной магматической камеры по благоприятным разрывным нарушениям. О парагенетической связи альбитизации с породами Певекской интрузии говорит развитие в них эпимагматического альбита, особенно отчетливо проявленное в мелких аплитовидных дайках.

Альбититы в том случае, когда на них не наложены продукты последующих стадий, сложены минералами хлорит-альбитового

парагенезиса — альбитом, хлоритом (I)* (диабантином), кальцитом, сфеном, выделившимися при замещении биотита. Во внешней зоне сохраняются кварц, плагиоклаз, альбитизированный по краям зерен, отчасти магматический биотит. Во внешней зоне альбитовых прожилков наблюдалось новообразование флогопита.

А л ь б и т — при интенсивной альбитизации составляет около 90 % объема породы. Он образует таблитчатые зерна размером до 1—2 мм, полисинтетически сдвойникованные, частью в псевдоморфозах по плагиоклазу и роговой обманке, которые альбитизируются в первую очередь. Альбитом замещаются также калиевые полевые шпаты, начиная с периферии зерен, вплоть до образования шахматных альбитов по микроклин-пертитам. Замещение кварца альбитом доказывается наличием постепенных переходов от альбититов к частично альбитизированным гранитоидам и сохранением альбититами структуры последних.

Альбит — мутный под микроскопом, содержит мелкие листочки серицита и многочисленные адиагностические включения. К периферии зон количество листочков серицита резко увеличивается. Часто наблюдаются катаклаз и перекристаллизация альбитовых зерен по трещинкам и очищение их от примеси анортитовой молекулы ($\perp(010): Ng = 18^\circ; Nm = 72^\circ; Np = 88^\circ; +2V = 74^\circ (I)$).

Х л о р и т встречается в виде псевдоморфоз по биотиту, прожилковидных скоплений, секущих альбит, и реже радиально-лучистых агрегатов. Вместе с идиоморфными кристаллами чистого альбита второй генерации часто заполняет трещинки в зернах раннего альбита. Под микроскопом он плеохроирует от бледно-зеленого до бесцветного и характеризуется низкими синими аномальными цветами интерференции. По показателям преломления ($Ng = 1,627; Np = 1,624$) относится к диабантину (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

К а л ь ц и т заполняет интерстиции между зернами альбита и табличками хлорита.

В а л ь б и т и з и р о в а н н ы х гранитоидах и отчасти за пределами метасоматитов встречаются мелкие прожилки аксинита в ассоциации с кварцем, хлоритом такого же типа ($Ng = 1,629; Np = 1,623; -2V = 20-26^\circ$) и кальцитом, который вместе с серицитом развивается по аксиниту. В одной из жилок в миндалине на кристаллах аксинита выросли псевдоромбоэдрические кристаллы мутного калиевого полевого шпата. В центральных частях жилок, в промежутке между зернами аксинита встречается турмалин.

А к с и н и т образует характерные клиновидные кристаллы с переменным идиоморфизмом к кварцу, идиоморфные к хлориту и кальциту, которые в виде прожилкообразных скоплений его рассекают. Аксинит замещает полевые шпаты и биотит. Частичный

* Здесь и далее римскими цифрами в скобках обозначены генерации минералов данной стадии.

анализ аксинита показал содержание в нем закиси железа 3,85 % и марганца 4,48 %; спектральный — присутствие ванадия, цинка, циркония и олова (0,01—0,1 %), хрома, меди, галлия и серебра (0,001—0,01 %), бериллия и никеля (меньше 0,001 %).

При альбитизации, судя по минеральному составу породы, привносился натрий за счет выноса калия и кремния. Железо и магний, освобождающиеся при разложении биотита и роговой обманки, фиксировались в хлорите, кальций из плагиоклазов и роговой обманки — в кальците, а титан — в сфене. Такой состав пород говорит о принадлежности растворов к раннещелочной стадии, по Д. С. Коржинскому (1953). Появление же аксинит-кварцевых прожилков, пересекающих альбититы, следует рассматривать как уменьшение их щелочности.

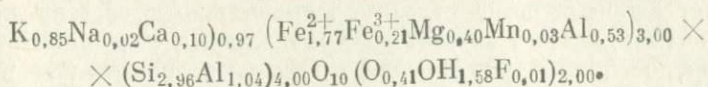
Биотитовая стадия

Биотитовая стадия представлена метасоматическими прожилками, секущими как альбититы и аксинитовые прожилки, так и неизмененные гранитоиды. Они распространены на несколько большей площади, чем альбитизированные породы, но масштаб их проявления несравненно меньше. На некоторых участках мощность биотитизированных гранитоидов, рассеченных прожилками биотита, достигает 2 м, но чаще они образуют короткие (10 м) и маломощные (3—8 см) зоны.

Прожилки сложены в основном биотитом с калиевым полевым шпатом, кварцем, серицитом и сопровождаются биотитизацией вмещающих гранитоидов или альбититов. Среди биотитизированных пород наблюдаются два последовательных парагенезиса, резко различающихся в крайних случаях. В первом — биотит ассоциирует с калиевым полевым шпатом, во втором — с кварцем, серицитом и турмалином. Касситерит, ильменит, марказит, пирит, галенит и сфалерит отмечаются только в биотитовых породах с кварцем, сфен — с калиевым полевым шпатом, циркон и апатит — в обеих разновидностях пород.

Биотит или сохраняет форму замещенных таблитчатых кристаллов магматического биотита, или образует мелкочешуйчатые скопления, среди которых изредка встречаются отдельные крупные листочки или радиально-лучистые агрегаты. В гранитоидах замещению биотитом в первую очередь подвергаются роговые обманки и плагиоклаз. В альбититах им замещаются альбит и хлорит. Цвет биотита — зеленовато-черный. В шлифе он плеохроит от яблочно-зеленого с буроватым оттенком до бесцветного или от яблочно-зеленого до бледно-бурого. Оптические константы соответственно изменяются от $N_g=1,631$; $N_m=1,628$; $N_p=1,583$; $-2V=10^\circ$ до $N_g=1,666$; $N_p=1,596$; $-2V=0-5^\circ$. Последние показывают значительное увеличение железа по сравнению с магматическим биотитом ($N_g=1,637$; $N_p=1,586$). Менее железистый биотит ассоциирует с полевым шпатом, сидерофилит — с кварцем.

Исходя из анализа биотитизированной породы (Флеров, 1959), содержащей также альбит, кварц, примесь сфена, апатита и турмалина, который был пересчитан на молекулярный минеральный состав, установлена приближенная формула биотита —



Она соответствует сидерофиллиту (А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953) с общей железистостью 83%, коэффициентом окисления $\psi=0,20$.

Калиевый полевой шпат — мутный катаклазированный, одновременно с крупными листочками биотита рассекается тонкими прожилками мелкочешуйчатого биотита и серицита и замещается кварцем.

Турмалин образуется метасоматически по биотиту в виде агрегатов неправильных зерен, изредка короткопризматических кристаллов. Он часто содержит включения пластинок ильменита, локализующихся по спайности замещенного биотита. Под микроскопом турмалин заметно плеохроирует от светло-желтого до

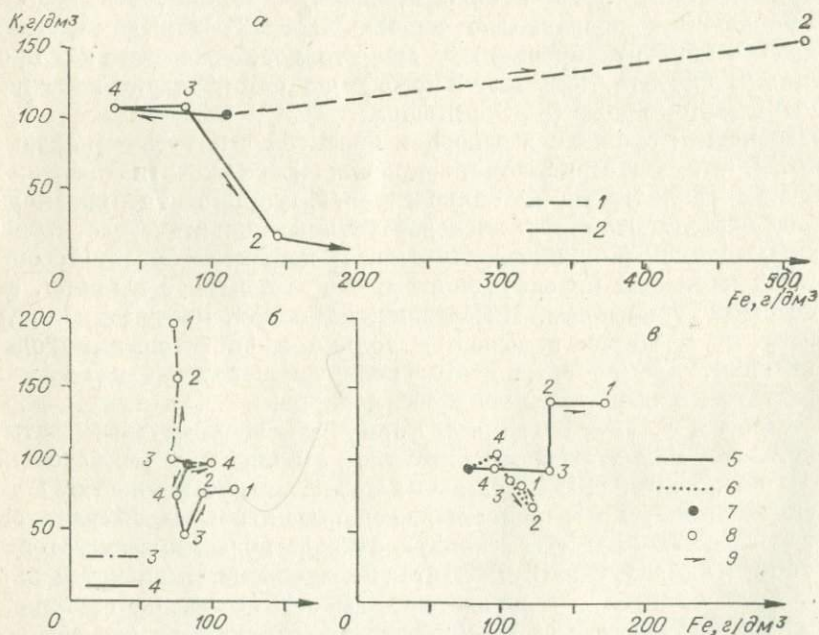


Рис. 2. Диаграмма хода процесса околожильного метасоматизма на Валькумейском месторождении в координатах содержания в метасоматитах калия и железа.

а: 1 — биотитовая стадия (биотитизация), 2 — кварц-турмалиновая стадия (турмалинизация); б — касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевая стадия: 3 — ортоклазизация, 4 — березитизация; в — сульфидная стадия; 5 — ортоклазо-хлоритизация, 6 — серицито-хлоритизация. Для всех линий: 7 — неизменный гранодиорит; 8 — зона боковой метасоматической зональности; 9 — направление усиления метасоматизма. Цифры у точек соответствуют номерам зон боковой метасоматической зональности.

бледно-синего с густо окрашенными синевато-бурыми пятнами. Показатели его преломления $N_m=1,662$ и $N_p=1,636$ указывают на сравнительно высокую железистость.

К а с с и т е р и т мелкокристаллический, черный, в шлифах пятнистый, заключен в зернах турмалина.

Порядок кристаллизации минералов этих парагенезисов: (биотит (I) в крупных листочках с выделениями сфена или ильменита + калиевый полевой шпат) → (кварц + турмалин + касситерит + тонкочешуйчатый агрегат биотита II (сидерофиллита) и серицита) → (вкрапленность сульфидов).

Биотитизация происходит с выносом из породы значительной части кальция, натрия и кремния, привносом в нее железа, калия, марганца и магния и увеличением содержания воды, при неясном поведении титана и фосфора (рис. 2; Флеров, 1959).

Первый парагенезис стадии — ортоклаз-биотитовый — относится, судя по его минеральному составу и химизму околожильного метасоматизма, к раннещелочной стадии эволюции раствора. Новым циклом кислотно-щелочной дифференциации объясняются замещение аксинита первой стадии калиевым полевым шпатом и пересечение его скоплений прожилками биотита с калиевым полевым шпатом. Второй, бесполевошпатовый, парагенезис биотита с серицитом, кварцем, турмалином, касситеритом и третий, сульфидный, следует рассматривать как увеличение кислотности растворов.

Кварц-турмалиновая стадия

В третью, кварц-турмалиновую, стадию образовались прожилки, простые и сложные жилы и штокверковые зоны кварц-турмалиновых руд с касситеритом и менее арсенопиритом и кальцитом, локализующимися в раздувах, центральных полосах жил и прожилках. Вмещающие породы турмалинизированы, серицитизированы и окварцованы. Право выделения кварцево-турмалиновой стадии и ее положение в схеме рудообразования доказываются пересечением кварц-турмалиновыми жилами альбитизированных зон и цементированием обломков альбита, весьма интенсивным изменением околожильных пород совершенно иного химизма, чем альбитизация и биотитизация.

Стадия началась с замещения вмещающих пород мусковит-кварцевой парагенетической ассоциацией с анатазом, слагающей третью зону метасоматитов, считая от жилы (см. рис. 2). Количество кварца (I) и слюды в ней примерно соответствует содержанию кремния и алюминия в гранитоидах. При более интенсивном метаморфизме начинается замещение кварцем и слюды.

В четвертой зоне сохраняется остаточный калиевый полевой шпат, а при замещении биотита светлой слюдой вместо анатаза образуется скрытокристаллическая двуокись титана. В пятой зоне изменение гранитоидов выражается в серицитизации плагиок-

лаза, появлении карбоната и образования по биотиту хлорита и серицита. Нередко карбонат (анкерит) присутствует в околожильных породах начиная со второй зоны, но этот минерал более характерен для процесса березитизации, описанного ниже.

Химический процесс выражается в привносе в третью зону кремния и выносе из нее железа, кальция, магния, натрия, а в сильно измененных породах также калия при более или менее инертном поведении алюминия (Флеров, 1959), что свидетельствует о действии волны кислотных компонентов (Коржинский, 1953).

К в а р ц (I) — в мусковит-кварцевом парагенезисе сероватобелый полупрозрачный, под микроскопом мутный аллотриоморфнозернистый с бахромчатыми очертаниями зерен размером 0,4—1,0 и больше мм; содержит многочисленные мелкие включения за счет замещенных биотита и полевых шпатов, контур которых может быть восстановлен. Он часто давленный, имеет волнистое или мозаичное погасание и иногда слабо двуосен.

С в е т л а я с л ю д а представлена пластинками мусковита размером до 1 мм, редко больше, образованными по биотиту или калиевому полевому шпату, и мелкочешуйчатым серицитом, замещающим плагиоклаз. По оптическим константам ($N_g=1,586—1,588$; $N_p=1,550—1,552$; $+2V=10—15^\circ$) и химическому анализу пробы, загрязненной кварцем, слюду можно отнести к богатой магнием, но бедной железом, натрием, литием и фтором разновидности с приблизительной формулой $(K_{0,85}Na_{0,03}Li_{0,02})_{0,90}$

$(Al_{1,67}Mg_{0,22}Fe_{0,10}^{3+}Ti_{0,01})_2 (Si_{2,80}Al_{1,20})_{4,0}O_{10} (OH_{1,95}F_{0,05})$. Спектральный анализ показал в ней присутствие хрома, олова и свинца (0,0n%), ванадия, меди, галлия, циркония (0,00n%) и бериллия (меньше 0,001%). При замещении биотита мусковит сопровождается карбонатом, реже турмалином. Кварц замещает таблочки мусковита, но содержит мелкие чешуйки серицита. В околожильных породах отмечается также вкрапленность сульфидов: арсенопирита, пирита и др.

Вторая зона, сложенная кварцем (II) и турмалином (I), и первая, сложенная одним турмалином, образуются несколько позже. Они нарастают на мусковит-кварцевую зону, причем отчетливо видно, как в последней развиваются прожилки турмалина. В шлифе прожилковидные скопления идиоморфных кристаллов турмалина располагаются между более крупными мутными зернами кварца (I) и цементируют его обломки. В некоторых шлифах среди турмалиновой массы ясно различаются обломки замещенного гранитоида, сложенные тонковолокнистым турмалином, окруженные прожилками или цементом из тонкопризматических кристаллов турмалина, а также псевдоморфозы по биотиту с каймой, обогащенной рутилом. Отложение кварц-турмалиновых пород происходило также в жильных трещинах, причем здесь турмалин

преобладает над кварцем (II), отлагающимся в интерстициях между кристаллами турмалина и их цементирующим. Там же отлагается касситерит (I), арсенопирит, пирит.

Состав первой и второй зоны метасоматитов характеризует появление нового кварц-турмалинового парагенезиса и изменение направления химизма процесса, выраженного в привносе бора, железа и магния, вероятно перемещенных из внешних зон, и выносе кремния, калия и остатков кальция (см. рис. 2). Процесс начинается с замещения серицита в алюмо-кварцитах, затем замещению подвергается кварц, что уже свидетельствует о некотором увеличении pH раствора.

Турмалин (I) кварц-турмалинового парагенезиса образует тонковолокнистые игольчатые и призматические агрегаты. По показателям преломления ($N_m=1,655-1,658$; $N_p=1,634-1,636$) турмалин содержит около 50—55% шерлитового минала. По анализу, приведенному С. Ф. Луговым (1965), общая железистость турмалина равна 62% при повышенном содержании алюминия (32,81%). Спектральный анализ показал присутствие в нем стронция (0,н%), лития, скандия, ванадия, хрома, галлия, циркона, олова, вольфрама (0,0н%), кобальта, никеля, кадмия, индия, бария (0,00н%), бериллия и меди (менее 0,001%).

Кварц (II) образует мутные мелкозернистые аллотриво-морфные агрегаты, содержащие заметное количество двухфазовых пузырьков. Этот кварц показывает близко одновременную кристаллизацию с турмалином, выполняя промежутки между полосчатыми или решетчатыми агрегатами последнего.

Касситерит (I) кристаллизуется в интерстициях между кристаллами турмалина, часто вместе с кварцем. Хорошо ограниченные его кристаллы изредка нарастают на стенки друзовых пустот в турмалиновой массе. Этот касситерит содержит пониженное по сравнению с касситеритами других парагенезисов количество скандия, свинца и ванадия и повышенное галлия (табл. 2).

Касситерит с кварцем, а иногда и кальцитом в виде прожилок секут кварц-турмалиновую породу или цементируют обломки последней. Некоторые геологи на этом основании выделяют кварц-касситеритовую стадию. Однако между такими прожилками и гнездовыми скоплениями кварца и касситерита, со всех сторон окруженными кварц-турмалиновой породой или приуроченными к раздувам жил, нет принципиальной разницы. Те и другие образованы в порядке нормальной последовательности кристаллизации минералов турмалин — касситерит — кварц — кальцит и не сопровождаются существенным изменением вмещающих пород. Поэтому правильнее считать их проявлением ступени минералообразования (Петровская, 1965), результатом внутрискладчатого дробления перед появлением нового парагенезиса.

Касситерит-кварцевый парагенезис качественно состоит из тех же, что и кварц-турмалиновый, минералов, образовавшихся, по-видимому, без существенного изменения физико-

Содержание некоторых примесей в касситеритах, г/т

Металлы	Парагенезисы касситерита						
	с кварцем и турмалином		с кварцем		с адуляром		с сульфидами
	В-2	В-34	В-35	В-36	В-37	В-38	В-2332
Скандий*	Сл.	Сл.	18	28	57	70	52
Индий *	<1,3	<1,3	1	<1,3	2,2	3,5	—
Свинец	—	50	100	100	200	200	100
Ванадий	30	30	50	100	200	200	100
Галлий	30	30	Сл.	—	—	—	—
Вольфрам	0,5%	0,4%	1%	0,5%	0,5%	0,5%	0,5%
Ниобий	—	100	—	100	100	30	30
Бериллий	Сл.	1	1	Сл.	2	1	—
Титан	0,1%	0,1%	0,1%	0,1%	0,1%	0,2%	0,1%
Железо	0,5%	0,5%	3%	0,2%	0,2%	0,2%	0,1%
Марганец	100	50	—	—	—	20	Сл.
Магний	7000	7000	70	300	300	100	1000

Примечания. 1. Прочерк — не обнаружено. 2. Звездочкой отмечены количественные спектральные анализы, остальные — полуколичественные. 3. Аналитик Л. С. Сукнёва.

химических параметров растворов. Тем не менее, учитывая существенно другие количественные соотношения между минералами и частое обособление в гнездах, отдельных жилах и прожилках кварца и касситерита, автор считает выделение этого парагенезиса вполне оправданным.

Главное значение здесь приобретают кварц (III) и касситерит (II), подчиненные турмалин (II), арсенопирит (II), пирит (II) и реже кальцит. Кварц (III) — молочно-белый полупрозрачный, часто удлиненный, субгедральный с размером зерен от первых десятых долей до нескольких миллиметров, чистый, под микроскопом иногда с волнистым погасанием. Чаще ксеноморфен к касситериту, арсенопириту и пириту, но бывает и наоборот. Турмалин (II) образует призматические кристаллы и их агрегаты у залъбандов жил и прожилков и многочисленные игольчатые пойкилитовые вросстки в кварце и касситерите.

Касситерит (II) — типоморфный минерал парагенезиса, имеет короткопризматический габитус с размером зерен от сотых долей до 4 мм. По исследованиям И. К. Баженова и П. В. Бабкина (1970), у него наиболее хорошо развиты грани *m* (110) и *s* (100). Менее часто и хуже выражена грань *a* (100). Как подчиненная, встречается грань *r* (320). Характерно отсутствие пинакоида; обычны коленчатые двойники по (011); цвет минерала от темно- до светло-бурого, менее интенсивный, чем в турмалиновых жилах; под микроскопом бесцветен или окрашен в светло-желтые

тона с бурыми плеохроичными пятнами, зонами и секторами. В жилах кварца касситерит нарастает на зальбанды, сначала в виде тонкозернистого агрегата, от которого внутрь жилы растут более крупные кристаллы с одной головкой сравнительно простой огранки. Они иногда уплощены параллельно грани (110) и вытянуты под углом к плоскости зальбандов. Во вмещающих породах, минерализованных зонах и центральных частях жил встречаются кристаллы с двумя головками, более богатые гранями. Касситерит часто корродируется кварцем.

Химические анализы валькумейских касситеритов без указания генерации, по П. В. Бабкину, показали содержание в нем WO_3 —0,04—0,45 %, TiO_2 —0,05—0,42, Fe_2O_3 —0,13—1,01 %, следы марганца, ниобия и тантала.

По нашим данным, касситерит (II) содержит несколько больше скандия, свинца и ванадия, чем касситерит (I), и меньше галлия (см. табл. 2).

Касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевая стадия

Руды следующей касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевой стадии более богаты оловом и характеризуются уже существенным содержанием сульфидов, в основном арсенопирита, с которым тесно ассоциирует касситерит. Руды этой стадии занимают горизонтальную зону на месторождении, асимметрично расположенную относительно линии контакта, обособленную внутри зоны распространения кварц-турмалиновых руд (Флеров, 1961). По интенсивности проявления стадия уступает кварц-турмалиновой. Кварц-турмалиновые жилы пересекаются жилами касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевого состава (Приложение, фото 24), местами с турмалиновой оторочкой у зальбандов. Эти жилы отличаются более равномерным содержанием олова, чем кварц-турмалиновые, для которых характерно гнездовое содержание металла.

Самый ранний парагенезис стадии с калиевым полевым шпатом наблюдался в нижних частях жил, где он представлен околожилльными гумбеитами, породами минерализованных зон, образованными по альбитизированным гранитоидам, и касситерит-адуляровыми жилами, расположенными вблизи этих зон.

При гумбеитизации (Флеров, 1959, 1969) периферийная (четвертая) зона метасоматитов состоит из слабо хлоритизированного и серицитизированного гранодиорита. Сохраняются все минералы гранитоида, но по плагиоклазу в виде вкрапленности и прожилков в центральных частях зерен развиваются серицит, хлорит и цеолиты. В третьей зоне сохраняется структура гранитоидов, плагиоклаз замещается агрегатом серицита и темно-зеленого хлорита. По биотиту частично развивается светлая слюда и в ней неправильные пятна карбоната со скрытокристаллической окисью титана. Калиевый полевой шпат не изменяется — в нем сохраняются даже пертитовые вроски альби-

та. Помимо остаточного магматического кварца отмечается регенерированный. Таким образом, метасоматит состоит из калиевого полевого шпата, кварца, биотита, серицита, анкерита и хлорита при инертном поведении всех порообразующих компонентов, кроме натрия.

Во второй зоне биотит окончательно замещается светлой слюдой, пятнами заметно плеохроирующей в бурых тонах, и карбонатом с выделением иголок рутила и скрытокристаллической окиси титана. Исчезает хлорит. Как примесь, встречаются пирит и турмалин. Существенно увеличивается содержание калия. В подвижное состояние переходят магний и железо. В первой, ближайшей к жиле, зоне (собственно гумбейтах) исчезает светлая слюда и несколько снижается содержание кварца, что может говорить о переходе в подвижное состояние как калия, так и кремния, который здесь является избыточным, вполне подвижным компонентом в условиях постоянного объема.

В минерализованных зонах рассматриваемый парагенезис состоит из калиевого полевого шпата (перекристаллизованного, остаточного и заместившего часть альбита), оставшейся части альбита, светлой слюды (светло-зеленой или светло-бурой в шлифе) типа фенгита и истонита, образовавшейся по хлориту и остаточному биотиту, и карбоната, а также гнезд и мелких прожилков турмалина, касситерита, арсенопирита и пирита (Приложение, фото 25), а иногда и прожилков калиевого полевого шпата с этими минералами. Кварц практически отсутствует. Изредка встречается чистый альбит в ассоциации с карбонатом или в виде каймы по краям зерен калиевого полевого шпата. Из аксессуарных минералов отмечены анатаз, апатит, монацит, циркон.

Химический анализ проб из рудной зоны (Флеров, 1959) показывает, что здесь, как и в жилах, привносились железо, двуокись углерода, сера, мышьяк, бор, а выносился кремний. Увеличение содержания натрия по сравнению с гранитоидами автор объясняет тем, что замещению подверглись альбитизированные породы. С другой стороны, содержание калия, почти одинаковое с неизменными гранитами, по-видимому, говорит о том, что при инертном калии могли замещаться и непосредственно гранитоиды.

Минерализованные зоны по простиранию переходят в кварцево-турмалиновые жилы с калиевым полевым шпатом, касситеритом, арсенопиритом и пиритом, сопровождающиеся гумбейтизацией вмещающих пород. Интенсивное отложение калиевого полевого шпата в минерализованных зонах и жилах может быть объяснено активизацией калия при поступлении растворов в богатые натрием альбитизированные породы (Коржинский, 1953).

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т, окрашенный в желтовато-белый цвет, во вмещающих породах встречается в виде аллотриоморфных зерен, иногда сохранивших очертания порфиробластов гранитоидов. В жилах макроскопически удавалось наблюдать остроугольные формы кристаллов. Под микроскопом новообра-

Оптическая характеристика калиевых полевых шпатов в жилах и около-
жилных породах

№ образ- ца	Характеристика минерала и геоло- гического образования	2V, °	Что за- мерено	Коорди- наты, °			Опреде- ление
				Ng	Nm	Np	
2341	Касситерит-калиево-полевошпато- вый прожилок	-51	⊥ (001)	89	2	88	Ортоклаз
			⊥ (010)	1	89	90	»
2341	То же (второе зерно)	-46	⊥ (010)	1	88	89	»
3557	Мутный аллотриоморфный калие- вый полевой шпат в альбитизи- рованном гранитоиде	-69	[001]	90	20	70	»
592	Аллотриоморфный калиевый по- левой шпат в околожилных породах	-68	⊥ (001)	89	6	83	»
592	Перекристаллизованный калие- вый полевой шпат, там же	-56	⊥ (001)	79	14	82	Микро- клин
311	Псевдоромбоэдрические зерна чи- стого калиевого полевого шпа- та в кальцитовом прожилке	-68 (I)	⊥ (001)	89	6	84	Ортоклаз
311	Калиевый полевой шпат из око- ложилных пород	-72 (I)	⊥ (001)	88	10	81	Промежу- точный микро- клин
764	Новообразованный калиевый по- левой шпат в околожилной по- роде	-60 (I)	[001]	87	24	66	То же
764	Перекристаллизованный калие- вый полевой шпат в около- жилной породе	-52 (I)	⊥ (021)	85	55	85	Микро- клин
1771	Новообразованный калиевый по- левой шпат в хлорит-кварцево- адуляровой породе	-68 (I)	⊥ (001)	88	8	83	Промежу- точный микро- клин

Примечание. Замеры и диагностика калиевых полевых шпатов выполне-
ны в лаборатории СВГУ под руководством и лично Е. А. Соколовой в простых
шлифах на диаграмме В. В. Никитина (Соболев, 1954).

зованный калиевый полевой шпат чаще чистый, водяно-прозрач-
ный. В условиях свободного роста (в сторону карбоната) дает ха-
рактерные для адуляра ромбовидные сечения или острые углы
между гранями. В околожилных породах он развивается по пла-
гиоклазу с выделением прожилковидных скоплений карбоната,
свидетельствующих об их одновременности, реже — без карбо-
ната с образованием шахматной структуры, напоминающей анти-
пертит. Калиевый полевой шпат магматической стадии при этом
очищается от пертитовых вростков альбита и пелитовых частиц,
сохраняя форму замещенных зерен и двойниковое строение.
Кварц сечется прожилками из аллотриоморфных мутных зер-
рен калиевого полевого шпата.

Замещение альбита калиевым полевым шпатом в минерализован-
ных зонах происходит в центральных частях табличек пятнами, ко-
торые постепенно сливаются. По отношению к турмалину калие-

вый полевой шпат то менее, то более идиоморфен. Карбонат в нем образует прожилковидные скопления, приурочиваясь к трещинам спайности, и заполняет интерстиции между его зернами.

Оптические константы ромбовидных калиевых полевых шпатов (табл. 3) соответствуют на диаграмме В. В. Никитина ортоклазу, новообразования в околожилльных породах — промежуточным разностям между ортоклазом и микроклином со сравнительно большим углом оптических осей ($-2V = 60-72^\circ$), а перекристаллизованные калиевые полевые шпаты — микроклину с малым углом оптических осей ($-2V = 52-56^\circ$). Ясное гидротермальное происхождение всех описываемых калиевых полевых шпатов, стремление их давать псевдоромбоэдрическую форму кристаллов и чистота в шлифах дают нам право объединить их в одну группу под названием адуляров. Конечно, это название несколько условно, но триклинный характер адуляров, как подробно разбирали У. Чейсон и Лавес (1952), а еще раньше установил Е. С. Федоров, не является новостью.

Анализ адуляра из касситерит-адуляровой жилы показал содержание в нем SiO_2 — 65,34%; TiO_2 — следы; Al_2O_3 — 17,97%; Fe_2O_3 — 0,02; FeO — 0,17; MnO и MgO — не обн.; CaO — 0,45; Na_2O — 0,79; K_2O — 14,22; P_2O_5 — 0,13; $+\text{H}_2\text{O}$ — 0,71. Сумма — 99,80% (аналитик З. Ф. Паринава).

К а с с и г е р и т образует буровато-черные зерна, по морфологии не отличающиеся от более раннего касситерита, но он содержит больше скандия, свинца и ванадия (см. табл. 2). В минерализованных зонах, центральных полосах жил и околожилльных породах встречаются кристаллы с двумя головками, более богатые гранями. Касситерит отчетливо ассоциирует с адуляром, будучи к нему ксеноморфным (Приложение, фото 26). Часть олова выносятся вместе с калием во вмещающие породы и отлагается на внешней стороне зальбандов жил. В других случаях касситерит нарастает в виде прерывистых полос на зальбанды адуляровых прожилков. К в а р ц в гумбентах — остаточный магматический или регенерированный.

Положение данного парагенезиса в общей схеме последовательности парагенезисов определяется тем, что у зальбандов турмалиновых прожилков в гумбентах калиевый полевой шпат замещается кварцем и светлой слюдой, а гумбенты пересекаются прожилками кварца, касситерита и турмалина. Эти минералы выполняют также центральные полосы в касситерит-адуляровых прожилках (Приложение, фото 27). Окварцевание постепенно распространяется за пределы зальбандов, и касситерит при замещении адуляра остается вкрапленным в кварцевую породу. По ходу движения растворов в вертикальной плоскости гумбентизация сменяется березитизацией. Все эти явления следует рассматривать как нарастание кислотности растворов.

Б е р е з и т ы по химизму существенно отличаются от метасоматитов кварц-турмалиновой стадии (см. рис. 2; Флеров, 1959, 1969) выносом калия из внешних зон и инертностью железа и

кальция во всем сечении. Березит в зоне, ближайшей к жиле, сложен серицитом, анкеритом ($Nm=1,702-1,724$) и кварцем, с существенным уменьшением содержания кремния и увеличением кальция, перемещенного из внешних зон и фиксировавшегося в карбонате, и некоторым привнесом железа. В этой зоне инертны алюминий и кальций. Вторая зона состоит из тех же минералов, но при инертном кремнии, что обуславливает устойчивость кварца. В третьей зоне появляется каолинит; в четвертой — хлорит и ортоклаз. Поскольку совместное образование каолинита, серицита и ортоклаза невозможно, по-видимому, ортоклаз здесь остаточный, обязанный проявлению мозаичного равновесия.

Каолинит образует характерные мелкочешуйчатые агрегаты в псевдоморфозах по плагиоклазу, реже по цветным минералам, замещает калиевый полевой шпат, ассоциирует с светлой слюдой. Оптическая характеристика каолинита: погасание прямое, удлинение положительное, $N_g=1,563-1,566$; $N_p=1,557-1,559$. Для участков рыхлых белых околожильных пород, затронутых супергенными процессами, характерен минерал с более крупным размером отдельных чешуек, образующий радиально-лучистые агрегаты и червеобразные кристаллы. Оба минерала — гипогенный (обр. 3038) и супергенный (обр. 1632) — проверены рентгенометрическим и термическим анализами (рис. 3). Первый относится к типичному каолиниту. Второму на основании дебаеграммы и термограммы может быть отнесен к гидрослюде.

По минеральному составу и положению во времени березиты, предшествующие отложению руд с турмалином, можно рассматривать как вариант мусковит-кварцевого парагенезиса в касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевую стадию.

Главное развитие в жилах этой стадии получил касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевый парагенезис, в котором турмалин развивается в виде сноповидных

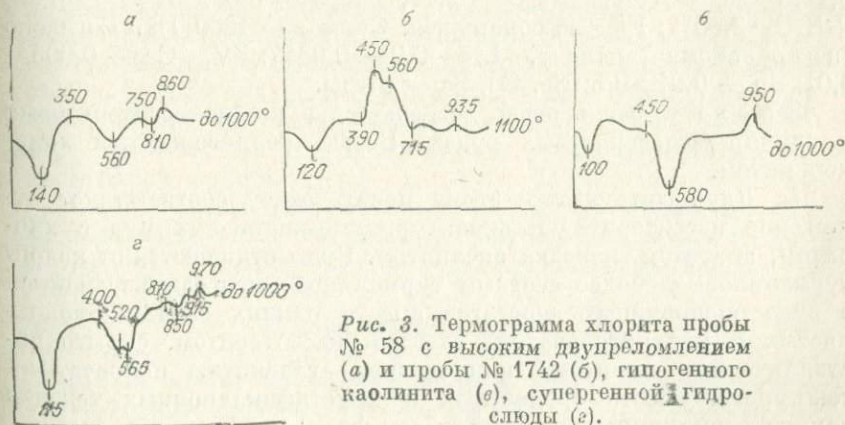


Рис. 3. Термограмма хлорита пробы № 58 с высоким двуупреломлением (а) и пробы № 1742 (б), гипогенного каолинита (в), супергенной гидрослюды (г).

агрегатов, призматических и игольчатых кристаллов в кварце и касситерите или локализованных у зальбандов, слабо проникая во вмещающие породы. Жилы часто имеют симметрично-полосчатое сложение с турмалином и касситеритом у зальбандов, кварцем, арсенопиритом, другими сульфидами и карбонатом в центральной зоне жил. Обычный порядок кристаллизации минералов: турмалин — касситерит — кварц — арсенопирит — пирит — анкерит — кальцит определяет гипидиоморфнозернистую структуру жильной породы. По отношению к арсенопириту касситерит показывает переменный идиоморфизм, а к пириту (I) всегда идиоморфен (Приложение, фото 28).

В серицит-кварцевых породах и березитах, на флангах некоторых жил касситерит образует почти мономинеральные прожилки с примесью кварца, арсенопирита, пирита и кальцита. Иногда отчетливо устанавливается проникновение его в уже раскристаллизовавшиеся околожилные породы, по спайности мусковита и вдоль шва деформации (Приложение, фото 29). Встречаются касситерит-арсенопирит-анкеритовые и почти мономинеральные арсенопиритовые прожилки.

В прожилках с сульфидами касситерит этого парагенезиса часто образует прерывистые полосы хорошо ограненных кристаллов, выросших на зальбанды (Флеров, 1963), или нарастает на сноповидные агрегаты турмалина, а на него, в свою очередь, нарастает кварц, корродируемый сульфидами (Приложение, фото 30).

Турмалин, помимо морфологии агрегатов, отличается от раннего голубоватым цветом в шлифе, обладает чуть более высокими показателями преломления ($N_m=1,661$; $N_p=1,629$), несколько меньшим коэффициентом железистости ($f=0,49$), повышенным содержанием кальция и пониженным — алюминия. Анализ турмалина (аналитик М. П. Белополюский) показал содержание в нем: SiO_2 — 35,61%; TiO_2 — 0,72; B_2O_3 — 9,82; Al_2O_3 — 30,93; Fe_2O_3 — 1,24; FeO — 9,11; MnO — 0,03; MgO — 6,11; CaO — 1,42; Na_2O — 2,11; K_2O — 0,09; P_2O_5 — 0,02; $+H_2O$ — 2,80%; F — не обнаружен. Сумма — 100,00%. Согласно спектральному анализу, Li — 0,01—0,03%; V, Ga — 0,005—0,01; Sn — 0,01—0,5; Be, Ge, Sc — следы.

Шеллит очень редко встречается в кварц-касситеритовых и адуляр-касситеритовых рудах. Всегда сопровождается халькопиритом.

На Двурогом участке этому парагенезису соответствует отложение касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевых руд с хлоритом, апатитом, изредка аксинитом. Руды отличаются от кварц-турмалиновых более светлым турмалином, кристаллизующимся в виде сноповидных агрегатов вместо ранних спутанно-волокнистых и мелкоигольчатых, светлым касситеритом, скрытокристаллическим пиритом, присутствием галенита, полосчатыми текстурами вместо брекчиевых и крустификационных текстур вокруг турмалинизированных обломков.

Хлорит здесь иного типа, чем в альбититах. Он плеохроирует в светло-зеленых тонах. Показатели преломления: $N_g=1,636-1,645$; $N_p=1,632-1,636$; двупреломление низкое (0,004—0,009), цвета интерференции от аномальных до белых, обычные для касситерит-сульфидных месторождений. Хлорит кристаллизовался отчетливо позже касситерита и турмалина, но раньше пирита. В ассоциации с серицитом и кварцем он развивается около пирит-касситерит-кварцевых жил.

К а с с и т е р и т в этих жилах отличается призматическим обликом, двойники редки, окраска в шлифе пятнистая и зональная, красновато-бурая и желтая. В скоплениях центральные части агрегатов сложены криптокристаллическим касситеритом. В кварце нередко скрытокристаллические агрегаты касситерита, раскристаллизованные в центральной зоне, или криптокристаллические в центре с нарощенными мельчайшими игольчатыми кристаллами. Встречаются и звездчатые агрегаты более сложного строения, когда в центре их произошла частичная раскристаллизация, в среднем поясе сохранился криптокристаллический касситерит, а дальше на периферии располагается пояс игольчатых кристаллов.

К в а р ц часто субгедральный — идиоморфный в друзах, а также в сростаниях с сульфидами и редким карбонатом, ксеноморфный к касситериту, турмалину и аксиниту.

Касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевый парагенезис сменяется сульфидным, что особенно хорошо заметно в мелких прожилках с симметричной полосчатостью, в которых у зальбандов обособляется касситерит, турмалин и кварц, а в центральной полосе — агрегаты кварца, карбоната, халькопирита и других сульфидов (Флеров, 1963). Доказательства отложения этих сульфидов в ту же стадию мы видим в упомянутой симметричной зональности без следов дробления, в тесной связи касситерита преимущественно с халькопиритом, тогда как в сульфидную стадию среди сульфидов преобладают пирротин и пирит; в специфичности турмалина, ассоциирующего с сульфидами; в одинаковом околожильном метасоматизме около турмалиновых, касситеритовых и сульфидных прожилков. Однако ввиду недостатка данных для разделения сульфидов и сульфосолей по стадиям, которое на диаграмме (см. рис. 1) сделано в значительной мере условно, мы эти парагенезисы рассмотрим при описании сульфидной стадии.

На Двурогом участке известны тонкие прожилки альбита и калиевого полевого шпата, секущие касситерит-турмалин-хлоритовые руды, продукты позднещелочных растворов стадии

Хлорит-сульфидная стадия

Жилы пятой, хлорит-сульфидной, стадии на месторождении менее распространены. Они имеют небольшую мощность и локализируются в гранитоидах дальше от контакта интрузии, чем жилы касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевой стадии.

Прямых пересечений ранних жил сульфидными пятой стадии, которые сопровождаются хлоритизацией вмещающих пород, не наблюдалось, но отчетливое наложение хлоритизации на более ранние изменения встречается часто. В рудах по сравнению с предыдущей стадией наблюдаются иные количественные соотношения минералов в сульфидном парагенезисе с преобладанием пирротина. Широко развит пирит в ассоциации с сидеритом и марказитом.

Ранние парагенезисы стадии представлены хлоритизированными гранитоидами в нижних частях жил с новообразованием адуляра (Флеров, 1959, 1969). Внешняя зона метасоматитов характеризуется тончайшими прожилками железистого хлорита, образованными перемещенными инертными компонентами — железом и магнием. В третьей зоне гранитоид еще полностью сохраняет свою структуру, но плагиоклаз и амфибол замещаются хлоритом. Таким образом, порода сложена калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и железистым хлоритом при четырех инертных компонентах: алюминий, магний, кремний и калий. Железо привносится в значительном количестве. Во второй зоне исчезает биотит, замещаемый хлоритом. Как примеси в ней присутствуют турмалин, анатаз, апатит и циркон и более поздние наложенные карбонат и пирротин. Инертными компонентами остаются алюминий, магний и кремний. Первая зона сложена хлорит-адуляровым парагенезисом с кварцем и теми же примесями. В зоне начинается замещение кварца хлоритом и в подвижное состояние переходит кремний. В целом по сечению в породу привносится железо и немного калия, а выносится часть кремния, кальция и натрия.

Адуляр отчетливо идиоморфен к кварцу вплоть до образования псевдоромбических кристаллов. Он замещается по спайности хлоритом с образованием петельчатых структур.

Хлорит в шлифе мелкочешуйчатый. Реже встречаются колломорфные агрегаты или таблички. Он интенсивно окрашен и плеохроирует от зеленовато-бурого или оливково-зеленого по N_g до зеленовато-желтого по N_p . Показатели преломления хлорита колеблются в широких пределах: $N_g=1,627-1,666$; $N_p=1,598-1,627$; двупреломление $0,025-0,039$; удлинение $+$; $-2V=10-20^\circ$. Химический анализ этого хлорита (табл. 4, обр. 1742) показывает принадлежность его к шамозиту с высоким коэффициентом окисления $\psi=0,31$.

На верхних горизонтах сульфидных жил в околожильных породах развит хлорит-кварцевый парагенезис с серицитом. В тех случаях, когда хлоритизация накладывается на ранние изменения, хлорит образуется по периферии агрегатов серицита, карбоната и каолинита и по спайности деформированного мусковита. Химизм этого изменения остался нераскрытым. Вполне уверенно можно говорить лишь о привносе железа.

В жильном выполнении хлорит ассоциирует с кварцем и светло-зеленым турмалином, предшествующими пирротину.

Химический состав (%) и оптические константы хлоритов

Компоненты	№ образца		
	1742	58	1723
SiO ₂	35,53	28,76	32,76
TiO ₂	0,73	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	12,66	14,70	12,68
Fe ₂ O ₃	11,38	7,40	6,58
FeO	22,33	20,51	20,53
MnO	0,06	0,27	0,15
MgO	3,76	6,35	10,70
CaO	1,27	0,69	2,04
Na ₂ O+K ₂ O	Сл.	0,12	Сл.
+H ₂ O	10,38	9,77	11,20
-H ₂ O	1,32	1,73	4,05
P ₂ O ₅	0,29	0,002	0,07
CO ₂	Не опр.	0,11	Не опр.
Сумма	99,71	100,49	100,85
<i>Ng</i>	1,666	1,619—1,647	1,564—1,581
<i>Np</i>	1,627	1,606—1,627	1,539—1,543
<i>Ng—Np</i>	0,039	0,013—0,020	0,025—0,038

Примечания. Обр. 1742. Хлорит из кварц-хлорит-полевошпатовой породы. Приближенная формула: $(\text{Fe}_{2,64}^{2+}\text{Fe}_{1,20}^{3+}\text{Mg}_{0,75}\text{Ca}_{0,15}\text{Al}_{1,10}\text{Ti}_{0,05})_x(\text{Si}_{2,00}\text{Al}_{1,00})_y\text{O}_{10}[\text{O}_{1,44}\text{OH}_{0,54}]_{x,y}+2\text{SiO}_2$ + избыток 3,18H₂O.

Обр. 58. Хлорит из хлорит-кальцитовой жилы: $(\text{Fe}_{2,91}^{2+}\text{Fe}_{0,63}^{3+}\text{Mg}_{1,09}\text{Mn}_{0,02}\text{Ca}_{0,08}\text{Al}_{1,21}\text{Ti}_{0,01})_x(\text{Si}_{1,25}\text{Al}_{0,72})_y\text{O}_{10}[\text{O}_{1,12}\text{OH}_{0,88}]_x+0,56\text{H}_2\text{O}$.

Обр. 1723. Гидрохлорит, выросший на друзы кварца:

$(\text{Fe}_{1,96}^{2+}\text{Fe}_{0,57}^{2+}\text{Mg}_{1,52}\text{Mn}_{0,02}\text{Ca}_{0,24}\text{Al}_{1,38}\text{Ti}_{0,01})_x(\text{Si}_{2,70}\text{Al}_{0,30})_y\text{O}_{10}[\text{O}_{1,07}\text{OH}_{0,93}]_x+2,16\text{H}_2\text{O}$.

Сульфидный (халькопирит-пирротинный) парагенезис резко отделяется от предыдущих как по количеству зарегистрированных перерывов минералообразования, так и по многочисленным примерам замещения ранних минералов, свидетельствующим об изменении условий отложения.

Он представлен преобладающим пирротинном (I) и подчиненными ему арсенопиритом (I), халькопиритом (I), станнином (I), сфалеритом (I), образующими аллотриоморфнозернистые агрегаты. По-видимому, к нему же относятся и висмутовые минералы — висмутин, галеновисмутит, самородный висмут и висмут-плагинит. Ранний кварц из кварц-турмалиновых и касситерит-кварцевых руд часто замещается сульфидами (см. фото 30), а касситерит — станнином. Но в сульфидно-кварцевых жилах кварц нарастает на зальбанды, располагается в сульфидном агре-

гате, не подвергаясь коррозии сульфидами, что говорит о его парагенезисе с последними.

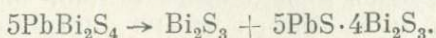
Пирротин (I), наиболее распространенный минерал парагенезиса, по отношению к арсенопириту всегда ксеноморфен и отчетливо его замещает. Образует включения округлой и неправильной формы в сфалерите. В турмалиновых прожилках касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевой стадии на нижних горизонтах жил слагает прерывистую среднюю зону.

Халькопирит (I) корродирует пирротин, пирит (I) и арсенопирит (I), иногда рассекая их прожилками. Содержит звездчатые вростки сфалерита, грубо согласные с направлением двойников, образованных по закону шпинели, которые выявляются при травлении минерала смесью 25-процентной NH_4OH с 30-процентной H_2O_2 . По П. Рамдору (1964), их следует рассматривать как продукты распада твердого раствора сфалерита в халькопирите, возникающие при падении температуры ниже 450° . В иммерсии в халькопирите ясно видны многочисленные линейно ориентированные включения станнина. Мелкие выделения халькопирита типичны для агрегатов сфалерита, особенно на границе со станнином или халькопиритом. Наиболее крупные из них содержат валлериит, как продукт распада высокотемпературного халькопирита.

Сфалерит (I) локализуется у краев скоплений пирротина, рассекается прожилками халькопирита, окаймляется станнином и образует с ним незакономерные срастания, по-видимому, как продукт распада твердого раствора. Такое же происхождение, видимо, имеют и мелкие, часто ориентированные выделения в нем халькопирита и станнина.

Станнином (I) замещаются зерна касситерита, кварц из кварц-турмалиновой породы, пирит (I) и арсенопирит. На границе с халькопиритом в нем наблюдаются включения халькопирита и сфалерита. На флангах некоторых жил станнин преобладает над халькопиритом и пирротинном.

Висмутин в ассоциации с самородным висмутом встречается в халькопирит-пирротиновых рудах. Там же исключительно редко наблюдался галеновисмутит. У границы скоплений он распадается на висмутин и висмутоплагинит (Приложение, фото 31) по реакции:



При равнообъемной реакции и инертных свинце и висмуте часть серы должна выноситься. Видимо, в связи с этим в кайме наблюдается примесь самородного висмута. Последний в некоторых скоплениях ассоциирует с блеклой рудой (Приложение, фото 32). Все эти минералы определены в аншлифах.

Блеклая руда нарастает на халькопирит или ассоциирует со станнином или висмутом. Анализ ее на приборе МАР *

* Аналитик Н. В. Лескова.

показал принадлежность минерала к тетраэдриту с содержанием железа 5—6%, цинка 1,7—4,1 и серебра 1,8%.

Галенит (I) изредка нарастает на сфалерит (I).

Касситерит наблюдался П. В. Бабкиным в кварц-сульфидном агрегате с халькопиритом, пирротином и пиритом в виде остропирамидальных кристаллов, оканчивающихся гранью (321), не свойственных касситерит-кварцевой ассоциации.

Следующий, пирит-карбонатный, парагенезис с анкеритом или сидеритом, марказитом и магнетитом ясно обособляется от халькопирит-пирротинового по замещению этих минералов. Некоторые геологи считают его проявлением более поздней карбонатно-сульфидной стадии, что не лишено основания. Однако отсутствие самостоятельных жил такого состава заставляет автора отказаться от ее выделения.

Чаще всего пирит (II) вместе с марказитом, который ему количественно подчинен, сидеритом и примесью магнетита образует замещающие пирротин агрегаты пятнисто-полосчатой, близкой к зонально-колломорфной, текстуры. В них чередуются полосы янокристаллических кубических кристаллов пирита без граней октаэдров и их агрегатов, окаймленных сидеритом, полосы скрытокристаллического пирита, полосы тонкого прорастания пирита и пластинчатого марказита с сидеритом и полосы сидерита часто с джемсонитом и другими сульфосолями в интерстициях, относящиеся уже к следующему парагенезису. В начальный момент замещения пирротина около прожилков сидерита образуется марказит, переходящий в пирит, чем, по-видимому, и объясняется пластинчатая форма выделения последнего. Метакристаллы пирита наблюдались как в пирротине, так и в образованном по нему карбонат-марказитовом пластинчатом агрегате.

Гипогенный генезис пирит-марказитовых агрегатов доказывается контролем замещения пирротина прожилками сидерита, ассоциацией пирита с магнетитом, пересечением пирит-марказитовых агрегатов прожилками более позднего халькопирита (II) при одновременном проникновении его в сидерит по спайности и постепенным переходом пирит-карбонатной ассоциации к сульфосолю-карбонатной.

Пирит этих образований по своим свойствам в шлифах несколько отличается от раннего пирита. В нем иногда наблюдаются полисинтетические двойники, он порист, плохо полируется, часто обладает заметным статическим анизотропизмом. По дебаеграмме относится к обычному пириту. Спектрально в пирите в смеси с марказитом констатировано меньше марганца и меди по сравнению с ранним пиритом (сотые доли процента против десятых) и кобальта (тысячные доли процента против сотых).

Замещение халькопирита пиритом также довольно обычное явление, но масштаб его несравненно меньше. Отмечалось образование метакристаллов пирита по халькопириту с оставшимися незамещенными дендритовидными вростками и включениями

сфалерита, что однозначно доказывает метасоматическое происхождение этих вкрапленников.

Много чаще наблюдается замещение халькопирита и кварца карбонатом. При этом включения сфалерита и станнина в халькопирите остаются незамещенными (Приложение, фото 33).

Карбонат замещает кварц в околожильных породах и выполняет интерстиции между сульфидами. Он относится обычно к сидериту, а иногда и анкериту, который более характерен для сульфидного парагенезиса касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевой стадии.

Виллиамит в виде мелких кубических кристаллов и их агрегатов изредка образуется по краям зерен станнина и замещает последний внутри вокруг включений турмалина (Приложение, фото 34). В другом случае срастание зерен виллиамита со станнином наблюдалось по краям и внутри зерен станнина и халькопирита (Приложение, фото 35).

Минерал определен рентгеноструктурным фазовым анализом в смеси со станнином по линиям дебаеграммы (10) 2,64; (8) 2,40; (9) 1,774; (6) 1,584 и свойствам в шлифе.

Он изотропен, имеет отражательную способность значительно выше халькопирита, цвет белый с кремовым оттенком. Кристаллы его чистые, без включений других минералов. Рельеф выше станнина, но ниже кварца. Травится со вскипанием под действием HNO_3 (1 : 1); KOH , FeCl_3 , HCl (1 : 1) не действуют.

Пирит-карбонатный парагенезис без резкой границы сменяется карбонатно-сульфидным, несравненно слабее проявленным, когда вместе с сидеритом и отчасти кальцитом начинается выделение вторых генераций пирротина в виде гексагональных табличек, халькопирита, сфалерита и станнина. Халькопирит иногда образует эмульсионную вкрапленность в кальците (Приложение, фото 36) или в виде прожилков пересекает марказит-сидеритовый агрегат. Эти минералы изредка обособляются в червеобразных прожилках, отходящих от пиритовых агрегатов. В отличие от раннего сульфидного парагенезиса здесь халькопирит, сфалерит и станнин преобладают над пирротинном. Нередки структуры тесного взаимного прорастания сфалерита и станнина, которые можно трактовать как продукт распада.

Сульфосолюсно-карбонатный парагенезис снова без резкой границы следует за сульфидно-карбонатным. Он состоит из карбоната (кальцита и реже сидерита), джемсонита, бертьерита, буланжерита, марказита или пирита и кварца. Выделение его от предыдущего обосновывается обособлением сульфосолей с карбонатом от сульфидов и замещением халькопирита и карбоната кварцем, в то время как буланжерит и джемсонит оказываются сосуществующими с последним. Халькопирит (II) и пирротин (II) замещаются марказитом (II), хотя и очень слабо.

Кварц (II) — ясно идиоморфный ко всем этим минералам, чистый, нарастает на зальбанды прожилков или растет в центральной их зоне. Нередко образует метакристаллы в халькопи-

Приближенный состав джемсонита и плагионита, %

№ образца	Элементы									Сумма
	Cu	Fe	Zn	Ag	Pb	Bi	Sb	As	S	
418	—	3,0	—	—	42,6	1,2	35,2	3,8	19,5	105,3
1653	—	3,1	—	—	38,6	13,4	25,0	4,4	20,1	104,9
813	—	—	—	—	38,4	15,4	25,0	2,6	18,7	100,1

Примечание. Анализы выполнены Н. В. Десковой на приборе МАР-1.

рите, сохранившие при замещении дендритовидные вrostки сфалерита (Приложение, фото 37) и микровключения станнина. Иногда удается наблюдать последовательное замещение халькопирита карбонатом, свойственное пирит-карбонатному парагенезису, и карбоната кварцем с сохранением вкрапленности станнина (см. фото 33).

М. А. Воронцов и др. (1963) выступили в печати с гипотезой образования скелетных вrostков сфалерита не только в халькопирите, но и в других минералах сульфидно-касситеритовых месторождений. Приведенные примеры замещений убедительно доказывают, что во всех минералах, кроме халькопирита, они реликтовые.

Изменение условий отложения минералов в течение одного парагенезиса можно ясно видеть на фото 38 (см. Приложение), где кристаллы кварца нарастают на зальбанды сульфидного прожилка в турмалиновых породах, в которых раньше кварц был замещен карбонатом.

Джемсонит — наиболее распространенный минерал из группы сульфосолей, образует призматически-зернистые агрегаты, ксеноморфные к кальциту, таблитчатые включения в станнине (Приложение, фото 39), неправильные и пластинчатые агрегаты в халькопирите; проникают в виде прожилков в арсенопирит (I). Встречался вместе с редким арсенопиритом (II) в прожилке, секущем пирит-марказитовый агрегат, и в серицит-кварцевых околужильных породах вместе с кальцитом. Проверен рентгеноскопией. Обладает стандартными свойствами, но по отношению к реактивам ведет себя не всегда обычно и часто травится либо HCl либо FeCl₃, что объясняется существенной примесью висмута (табл. 5). Так, типичный джемсонит (обр. 418) буреет от HNO₃ и слабо призирует от KOH, в то время как висмутсодержащий джемсонит (обр. 1653) реагирует на HCl и KOH.

Плагионит встречается в тех же условиях, что и джемсонит. Определен условно на основании приближенного анализа (см. табл. 5, обр. 813).

Бертьерит ассоциирует с буланжеритом при замещении станнина или с кальцитом, в котором образует вкрапленность

пластинок или игольчатых кристаллов, частью изогнутых. Podczas вкрапленность бертьерита настолько густая, что кальцит приобретает тускло-черный цвет, по мере уменьшения ее сменяющийся свойственным ему белым цветом. Свойства бертьерита обычные. Подтвержден рентгеноскопически по линиям: (8) 3,67; (10) 2,62; (6) 1,919; (6) 1,339.

Буланжерит доказан рентгеноскопически. Свойства его обычные. Тесно ассоциирует с джемсонитом и бертьеритом, но встречается и в мономинеральных выделениях. Нарастает на галенит и станнин.

Штернбергит определен по сильной анизотропности с заметным цветным эффектом, по двуотражению. В одном положении отражательная способность приближается к халькопириту, в другом — к станнину с интенсивным коричневым оттенком; относительный рельеф больше халькопирита. Из реактивов подвергается действию только HNO_3 (буреет). В ассоциации с халькопиритом замещает блеклую руду. Тонкокристаллические выделения штернбергита образуют вместе с халькопиритом, марказитом (II) кайму на блеклой руде между скоплениями халькопирита и сидерита (Приложение, фото 40, 41). При таком замещении сурьма и цинк выносятся, медь частью фиксируется в халькопирите, частью, по-видимому, выносятся, железо остается в минералах-новообразованиях.

Марказит (II) слабо развивается по пирротину (II) и халькопириту (II).

Хлорит, близкий по составу с хлоритом сульфидных жил, встречается в более позднем парагенезисе с кальцитом. Он образует колломорфные сферолитовые агрегаты. Центральная часть в них сложена скрытокристаллическим хлоритом зеленовато-бурого в шлифе цвета, обрамленным радиально-лучистым хлоритом концентрически-зонального строения с чередованием зон зеленого ($N_g=1,647$; $N_p=1,627$) и светло-зеленого ($N_g=1,619$; $N_p=1,603$) цвета, а на границе с кальцитом снова скрытокристаллическим с промежуточным показателем преломления (Флеров, 1963). Данные химического анализа (см. табл. 4, обр. 58), дебаеграмма: (6) 7,065; (4) 4,606; (3) 3,977; (8) 3,533; (4) 3,292; (6) 2,417; (8) 1,554; (3) 1,526; (2) 1,378 и термограмма (см. рис. 3) подтверждают принадлежность минерала к железистому хлориту, ближе всего стоящему к шамозиту.

Несколько более магниезный хлорит ($f=58$; $\psi=0,23$) (см. табл. 4, обр. 1723), богатый цеолитной водой, изредка встречался в виде почковидных агрегатов, выросших на друзы в кварц-турмалиновых жилах с сульфидами. Показатели его преломления низкие ($N_g=1,564-1,581$; $N_p=1,539-1,543$), плеохроизм резкий от темно-бурого по N_g до светло-бурого по N_p . Химический анализ показал принадлежность минерала к гидратизированному хлориту, а не биотиту, как это предполагалось другими исследователями.

Антимонит-кварцево-карбонатная стадия

Шестая, антимонит-кварцево-карбонатная, стадия характеризуется уже затуханием процессов трещинообразования и минерализации. Жилы с антимонитом обладают мощностью всего в несколько сантиметров, редко больше и распространены только спорадически, хотя и встречаются в общем по всей площади Певекского массива. Состоят жилы из карбоната, преимущественно кальцита с небольшой примесью анкерита и кварца. Рудные минералы представлены антимонитом, пиритом, менее бертьеритом, марказитом и ничтожным количеством арсенопирита и галенита.

А н т и м о н и т образует сплошные массы призматических кристаллов, занимая промежутки между эвгдральными кристаллами кварца. Идиоморфен к кальциту. Кое-где вместе с кальцитом корродирует кварц и пирит. Часто ассоциирует с подчиненным ему бертьеритом. О. И. Чухровой в минерализованных зонах были встречены радиально-лучистые его агрегаты вместе с анкеритом. Спектральный анализ показал содержание в нем свинца и марганца (0,1%), цинка и олова (0,01%), хрома, никеля, меди, серебра, висмута (0,001%).

П и р и т относится к наиболее ранним выделениям у зальбандов жил антимонита. Он цементируется агрегатом кварца, кальцита и антимонита (Приложение, фото 42). М а р к а з и т относится к более поздним минералам, ассоциируя с кварцем и кальцитом.

Изменения вмещающих пород, если судить по обломкам в жилах, выражены в серицитизации. Вероятно, с растворами той же стадии связаны серицит-карбонатно-кварцевые породы с антимонитом, бертьеритом, пиритом и кальцитом, встреченные на южном фланге некоторых жил.

Кальцитовая стадия

К послерудным проявлениям минерализации автор относит прожилки кальцита с цеолитом и прожилки монтмориллонита. У остроскаленоэдрического прозрачного, бесцветного или слабожелтоватого кальцита поздних прожилков грани скаленоэдра притуплены гранями тупого ромбоэдра. Кальцит содержит примесь марганца ($MnO - 0,91\%$), железа ($FeO - 0,29\%$) и магния ($MgO - 0,13\%$). Спектрально в нем установлена сурьма (0,01%), медь (0,001%) и титан (менее 0,001%).

Много чаще встречается еще более поздний плотный, молочно-белый кальцит, лишенный примесей, который слагает пострудные жилы и прожилки. Изредка он ассоциирует с цеолитами или хлоритом.

Л о м о н т и т в прожилке кальцита образует кайму у зальбандов и проникает в гранитоид по прожилкам. Ясно идиоморфен к кальциту. Определен по показателям преломления ($Ng=1,524$; $Nm=1,522 \pm 0,001$; $Np=1,514 \pm 0,004$) и $-2V=22^\circ$ (Ларсен, Берман, 1965).

Д е с м и н встречен в виде прекрасно образованных призматических кристалликов бледно-зеленого цвета, выросших на хризоколлу. Определен И. К. Баженовым.

* * *

На стадийность рудного процесса имеются и другие взгляды. Так, С. Ф. Лугов (1965) выделяет пять типов минерализации: турмалиновый, кварц-турмалиновый, касситерит-кварцевый, сульфидный и карбонатный, видимо, подразумевая под этим термином стадии. При этом, он, по-видимому, так же, как и автор, считает, что растворы стадий были сложными, поскольку такие минералы, как турмалин, касситерит, пирит и другие, встречаются среди продуктов нескольких стадий.

М. А. Воронцов (1966) процесс рудообразования подразделяет также на 5 стадий, но существенно отличающихся по содержанию от представлений автора: кварцевую, турмалиновую с касситеритом, сульфидную, гребенчатого кварца и антимонит-карбонатную. Существование ранних кварцевых жил автор не отрицает, но они относятся к догранитным. Гребенчатый кварц вряд ли стоит выделять в отдельную стадию, поскольку эти жилы не пользуются широким распространением и, по-видимому, соответствуют по типу кварца антимонит-кварц-кальцитовой стадии. Втискивать же почти весь рудный процесс в две стадии — значит не учитывать многообразия минеральных ассоциаций и последовательности парагенезисов, которая как раз устанавливается наиболее легко и ясно.

В заключение автор хочет подчеркнуть, что выделенные им стадии являются не жесткой и ясной схемой, а лишь наиболее приемлемым вариантом. Есть много наблюдений, показывающих ее условность. Так, например, зафиксировано пересечение турмалиновым прожилком арсенопирит-кварцевых руд (Приложение, фото 43) или турмалин-карбонатным — арсенопирита (фото 44). Причем турмалин этого прожилка не похож на ранний своим короткопризматическим габитусом, а напоминает турмалин сульфидно-карбонатной стадии на Депутатском и Иллитасском месторождениях. Автор склонен считать, что на месторождениях всегда отмечаются прорывы рудообразующих сложных растворов между более четко выраженными и более продолжительными периодами рудообразования — стадиями.

ВЫВОДЫ

Путем сопоставления порядка отложения минералов и реакций замещения в рудах разных стадий Валькумейского месторождения устанавливается единая последовательность смены парагенезисов во всем рудном процессе, в порядке падения температуры: хлорит-альбитовый парагенезис → ортоклаз-биотитовый →

→ касситерит-ортоклазовый → мусковит-кварцевый → кварц-турмалиновый → касситерит-арсенопирит-кварцевый → халькопирит-пирротиновый → пирит-карбонатный → карбонатно-сульфидный → сульфосольный. Наряду с падением температуры растворы эволюционируют от раннещелочных к кислотным и далее к позднещелочным.

В разных стадиях рудного процесса (по С. С. Смирнову) эта последовательность сохраняется. Меняется лишь преобладающий парагенезис и набор парагенезисов при некоторой вариации состава.

Всего выделяются семь стадий: альбитовая (предрудная), биотитовая, кварц-турмалиновая, касситерит-арсенопирит-турмалин-кварцевая, хлорит-сульфидная, антимонит-кварц-карбонатная и кальцитовая (послерудная). В каждую стадию отлагаются руды нескольких парагенезисов, причем главный парагенезис от стадии к стадии занимает все более позднее место в ряду парагенезисов. Многие минералы в рудах разных стадий изменяют типоморфные особенности. При этом каждой стадии свойствен свой тип околожильных изменений. Всё это свидетельствует, с одной стороны, о сложном составе растворов стадий, а с другой, — об изменении состава последних от стадии к стадии.

Специфические геохимические особенности рудного процесса выразились: в более высокой активности в растворах калия, чем натрия, активного лишь в первую стадию; в активности мышьяка в начале процесса (отложение арсенопирита) и сурьмы — в конце (все сульфосоли сурьмяные); в широком распространении минералов бора при ничтожном фтора; в заметной роли серы в рудном процессе и особенно железа, которое вошло в состав новообразованного биотита (сидерофиллита), обильного турмалина, хлорита, сульфидов железа, сидерита и наконец сульфосолей и поздних сложных сульфидов — джемсонита, бертьерита, штерибергита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П. В. Морфология кристаллов касситерита месторождения Валькумей. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные пробл. в учении о магматогенных руд. местор. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Пер. с англ. М.: ИЛ, 1953.
- Воронцов М. А. Новые данные о процессе рудообразования месторождения Валькумей. — «Кольма», 1966, № 4.
- Воронцов М. А., Грудень К. Г., Зильберманн А. В., Лабутин А. П. Новые данные о скелетных вросках сфалерита в сульфидах оловорудных месторождений. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1963, № 12.
- Кигаи И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. — В кн.: Вопр. генезиса и законом. размещ. эндогенных местор. М.: «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные пробл. в учении о магматогенных руд. местор. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

- Ларсен Е., Берман Г. Определения прозрачных минералов под микроскопом. М., «Недра», 1965.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., «Недра», 1965.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Флеров Б. Л. Околожильные изменения на примере одного из месторождений Северо-Востока СССР. — «Тр. Якутского фил. АН СССР», 1959, № 4.
- Флеров Б. Л. Первичная зональность на Валькумейском месторождении. — «Матер. по геологии и полезным ископ. Северо-Востока СССР», 1961, вып. 15.
- Флеров Б. Л. Некоторые критерии кристаллизации из растворов одной стадии в Валькумейском месторождении. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963.
- Флеров Б. Л. Особенности околожильного метасоматизма на месторождениях касситерито-сульфидной формации. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969.
- Флеров Б. Л., Дворак И. Е. Валькумейский интрузивный комплекс. — «Матер. по геологии и полезным ископ. Северо-Востока СССР», 1958, № 12.
- Чейсон У., Лавес. Оптические свойства триклинного адуляра. — В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1952.
- Хребтов В. М. К вопросу формирования рудных тел Валькумейского оловянного месторождения. — «Колыма», 1967, № 12.

Л. Н. ИНДОЛЕВ, И. М. КОШИК, Ю. Я. ЖДАНОВ

СТРУКТУРА И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ САРЫЛАХСКОГО ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы внимание геологов Якутии привлекают сурьмяные месторождения, расположенные в северо-восточной части республики в пределах Яно-Колымской складчатой зоны. Интерес к ним еще повышается в связи с тем, что большинство этих месторождений золотоносны. В верховьях рек Индигирка и Адыча (Бычок, 1969) сурьмяные месторождения приурочены к крупным разрывным нарушениям северо-западного простирания, согласным с направлением складчатых структур. Один из таких разломов, Тарыно-Адычанский, прослеженный на 400 км, разграничивает Эльгинский район пологих дислокаций и линейные складки Аян-Юряхского антиклинория. На юго-восточном отрезке разлома локализуется Сарылахское месторождение, изученное сейчас детальнее других, к юго-востоку от Сарылахского

расположено золото-сурьмяное месторождение Малтан, к северо-западу от него — Киянь-Юряхское, а на северо-западном фланге — Сентачанское. Многочисленные россыпи и золото-кварцевые рудные месторождения, сгруппированные в широкой полосе вдоль разлома, образуют Тарьино-Эльгинскую золотоносную зону (Рожков и др., 1971).

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ

Главной складчатой структурой Сарылахского рудного поля является Тордочанская синклиналь с размахом в 12 км сравнительно крутых ($55-65^\circ$) крыльев. Ядро ее сложено терригенными породами норийского яруса; симметричные крылья осложнены складками более высоких порядков. Тордочанская синклиналь пересечена системой взбросо-сдвигов, которые в целом образуют зону упомянутого глубинного разлома.

Отложения норийского яруса представлены переслаиванием серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, составляющих около 80% разреза, и сравнительно редких пластов алевролитов и глинистых сланцев. Общая мощность свиты достигает 700 м. В рудном поле осадочные породы смяты в мелкую синклинальную складку, расположенную на крыле Тордочанской синклинали. Непосредственно на месторождении пласты падают на юго-запад ($200-210^\circ$) под углами $60-90^\circ$. Рудовмещающей структурой служит зона смятия и дробления мощностью от первых до 20 м, простирающаяся под острым углом к оси складки по азимуту $310-345^\circ$. Плоскость сместителя падает на северо-восток под углами $55-85^\circ$.

В северной части рудного поля в 2—2,5 км от жил норийские отложения прорваны куполообразным интрузивным телом биотит-амфиболовых кварцевых диоритовых порфиритов с площадью выхода около 500 м в поперечнике. Породы представлены мелко- и среднезернистыми мезократовыми разностями, не имеют фациальных переходов к контактам и по общим чертам напоминают субвулканические образования. Возраст их условно принимается как верхнеюрский. Признаки гидротермальной минерализации в кварцевых диоритовых порфиритах не установлены. Вблизи Сарылахского интрузива обнаружена дайка кварцевого порфира, пересекаемая прожилками с антимонитом и пиритом, которая использовалась для установления нижней возрастной границы сурьмяного оруденения и связи этого оруденения с золотой минерализацией. Абсолютный возраст кварцевых порфиров определен в 162 млн. лет.

Сарылахское месторождение представлено несколькими рудными жилами преимущественно кварцевого состава, но основная масса антимонита и золота сосредоточена лишь в одной из них. Кроме кварцевых и антимонит-кварцевых жил с золотом, на западном фланге месторождения известны маломощные прожилки

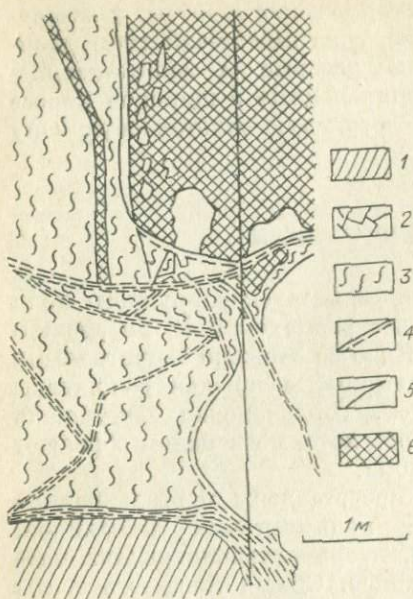


Рис. 1. Участок сопряжения рудной жилы с поперечным нарушением. Видно изменение состава жилы с существенно антимонитового (6) на кварцевый (5). Зарисовка кровли и юго-западной стенки штольни № 1 между рассечками 3 и 4.

1 — песчаники и алевролиты; 2 — дробленые песчаники; 3 — зона смятия; 4 — тектонические швы, глинка трения.

галенит - маргансидеритового состава, вероятнее всего, относящиеся к самостоятельному этапу минерализации. Относительный возраст этих прожилков и золото-сурьмяных жил неясен и вряд ли когда-нибудь будет определен, так как они не сопрягаются в пространстве.

Рудное тело целиком располагается в зоне смятия и дробления, представляющей собой довольно прямую полосу интенсивно раздробленных, перетертых и рассланцованных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Она изобилует зеркалами скольжения и насыщена прожилками, жилами и линзами кварца, антимонита, анкерита с пиритом и др. Рудная жила тяготеет к осевой части зоны смятия.

Зона смятия либо переходит к боковым, слабо нарушенным осадочным породам постепенно через интервал в различной степени трещиноватых пород, не испытывавших перемещений вдоль трещин, либо чаще всего контактирует с ними по

резким швам с глиной трения и зеркалами скольжения. Зона смятия и само рудное тело имеют резко выраженное асимметричное строение, подчеркнутое еще и тем, что в лежащем и висячем боках его развиты осадочные породы различного состава. В лежащем боку преобладают пласты монотонных алевролитов и реже глинистых сланцев, в висячем северо-восточном боку песчаники слагают не менее 80% объема. Это несоответствие характера разреза позволяет оценивать суммарную амплитуду смещения по разлому в несколько сот метров. К обоим флангам рудного поля роль мелкообломочного материала в составе разреза возрастает, так что центральный интервал рудной жилы приурочен к пачке наиболее крупнозернистых осадочных пород.

Рудная жила имеет ломаное строение в плане и разрезе. В плане рудная жила состоит из коротких отрезков, простирающихся по азимуту 335 — 345 и 310 — 325°. Участки максимальных мощностей жилы совпадают с субмеридиональными отрезками. Отрезки северо-западного простирания характеризуются пониженными мощностями, надающими до нескольких десятков

сантиметров. Подмечена также локализация мощных частей жилы в вышоложенных интервалах с углами падения $65-75^\circ$ против 85° . Эти наблюдения указывают на преобладающие взбросо-сдвиговые деформации по разлому с правосторонней горизонтальной составляющей, которые проявились в доминерализационный и внутриминерализационный этапы развития структуры. Многочисленные измерения ориентировки оперяющих прожилков, характер приразломных складок, подворотов пластов подтверждают этот вывод. Закономерная связь мощности жилы с ее простиранием отмечается и для коротких отрезков протяженностью в первые десятки метров. Отдельные раздувы связаны с субмеридиональными относительно пологими участками.

Генеральное северо-западное простирание зоны разлома и рудной жилы осложнено несколькими поперечными нарушениями, образующими с главным угол $40-90^\circ$. Поперечные нарушения устанавливаются в местах смены простирания жилы, прослеживаются в ее висячем боку и не выходят далеко за пределы зоны смятия (рис. 1). Жила при сопряжении с ними изгибается, резко меняет мощность, а иногда смещается пострудными сдвигами с небольшой амплитудой. Поперечные нарушения заполнены глиной трения и выражены серией сближенных параллельных трещин, которые лишь изредка бывают залечены кварцем.

Эти структуры следует рассматривать как трещины, оперяющие главный разлом и заложенные в доминерализационный этап. Во время минералообразования они были плотно прикрыты и играли роль экранов для гидротермальных растворов. Поперечные нарушения контролируют распределение сурьмяной и золотой минерализации. Так, юго-восточный фланг жилы, отделенный от ее центральной части наиболее протяженным и мощным субширотным нарушением, резко обеднен золотом, хотя несет интенсивную сурьмяную минерализацию.

СТРОЕНИЕ РУДНОГО ТЕЛА

Рудное тело в разрезе имеет довольно сложное асимметричное строение (рис. 2, 3, 4). В лежащем боку на участках пересечения алевролитовых пачек развиты многочисленные кварцевые и ан-

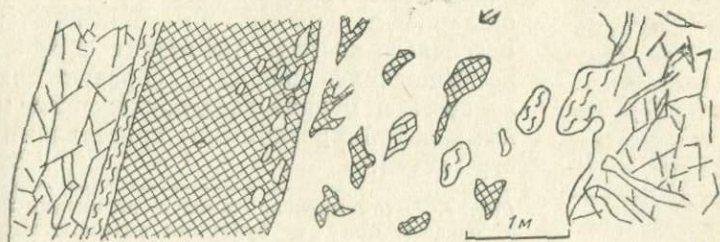


Рис. 2. Асимметричное строение рудной жилы № 1. Зарисовка юго-восточной стенки рассечки 1. Усл. обозн. см. на рис. 1.

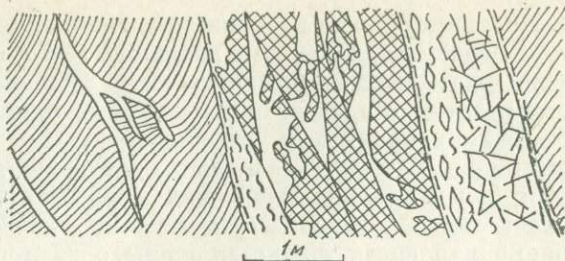


Рис. 3. Блоковое строение рудной жилы, обусловленное внутриминерализационными трещинами. Зарисовка северо-западной стенки рассечки 27. Усл. обозн. см. на рис. 1.

керит-кварцевые и единичные антимонитовые прожилки мощностью 1—3, реже до 10—20 см, ориентированные в плане параллельно главной жиле, но падающие под различными углами. Лишь изредка обнаруживаются азимутально поперечные к жиле мало-мощные кварцевые и антимонитовые прожилки, которые смещаются по пологим трещинам, выполненным гипсом и каолинитом. Они соответствуют сбросовым деформациям по главному нару-

шению. Плитчатые глинистые сланцы по простиранию жилы постепенно переходят в участки перемятых пород, где кварцевые прожилки испытывают катаклиз и развальцевание и приобретают характер будин и окатанных желваков. Мощность этой полосы составляет от нескольких до 10 м.

В непосредственной близости от жилы оперяющие прожилки, смыкаясь друг с другом, образуют участки штокверковой, брекчиевидной и брекчиевой текстур. Далее количество кварца увеличивается, а обломков вмещающих пород соответственно уменьшается, создавая переход к главной жиле, сложенной массивным кварцем. Наблюдения показывают более ранний возраст брекчии с кварцевым цементом по отношению к жиле массивного кварца. Антимонит в этой зоне резко подчинен кварцу и образует вкрапленность и мелкие гнезда, сложенные крупными деформированными кристаллами и их агрегатами.

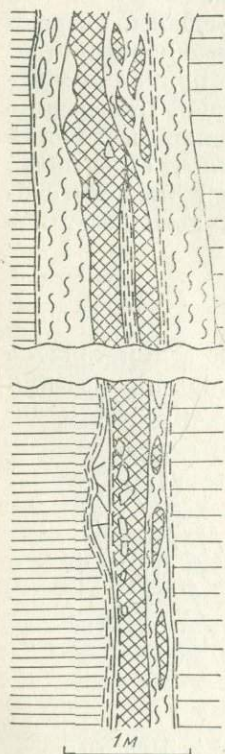


Рис. 4. Антимонитовая жила с реликтами кварца в лежачем боку и будинами антимонита в зоне смятия висячего бока. Зарисовка кровли штольни № 1 между рассечками 41 и 43. Усл. обозн. см. на рис. 1.

В центральной части и особенно в висячем боку кварцевая жила интенсивно раздроблена и ее обломки сцементированы агрегатом антимонита, который слагает от 20—25 до 60—75% объема всей руды. Количество обломков кварца и их размер постепенно убывают к висячему боку жилы, а относительное количество антимонита в этом же направлении возрастает, сопровождаясь уменьшением размера его зерен от 5—100 мм в прожилково-вкрапленных и крупнообломочных брекчиевых рудах до 0,5—5 мм в мелкообломочных брекчиях.

Мощность антимонит-кварцевой жилы и ее отдельных частей колеблется в широких пределах, при этом собственно кварцевая зона с бедной вкрапленностью антимонита сохраняется лишь в виде блоков, ограниченных по простиранию и падению. В наиболее мощных участках наблюдается несколько крупных реликтовых обломков слабо оруденелого кварца, ограниченных внутриминерализационными трещинами, среди богатой кварцево-антимонитовой брекчии (см. рис. 3).

В отличие от существенно кварцевой части жилы и оперяющих ее прожилков полоса кварц-антимонитовой брекчии значительно обогащена золотом.

Тектонический шов образует в висячем боку жилы резкую границу с зоной, сложенной тонкозернистым антимонитом с мельчайшей вкрапленностью кварца. Агрегат имеет плотное сложение, раковистый излом и характеризуется плитчатой отдельностью, повторяющей направление сланцеватости или струйчатости. Содержание золота в ней не ослабевает по сравнению с предыдущей зоной.

По резкому шву с глиной трения эта зона контактирует с зоной смятия или непосредственно с раздробленными песчаниками. Контакт имеет плоскую ступенчато-волнистую или криволинейную вогнутую поверхность, обусловленную характером сдвиго-сбросовых послеминерализационных подвижек по ней. В зоне смятия развиты мелкие кулисообразно расположенные линзочки антимонита, тяготеющие к вогнутым контактам жилы, покрытые рубашками сурьмяных охр, которые вместе с другими гипергенными минералами пропитывают перемятые породы (рис. 5). Следующая зона представлена безрудной рассланцованной породой, граничащей со слабо-трещиноватыми песчаниками.

По простиранию и падению общий характер поперечной зональности рудного тела сохраняется, лишь иногда на коротких интервалах

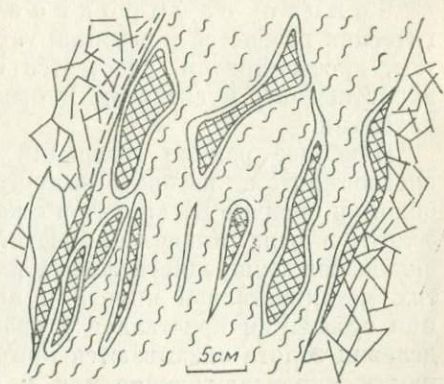


Рис. 5. Линзы антимонита с «рубашками» окислов сурьмы в зоне смятия.

полоса массивного тонкозернистого антимонита переходит в центральную часть или в лежачий бок кварц-антимонитовой жилы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ РУД

Среди жильных образований Сарылахского месторождения выделяются кварц-антимонитовые жилы, кварцевые жилы с убогой вкрапленностью сульфидов и золота и галенит-мангансидеритовые прожилки с включениями полибазита. Высокая серебристость последних резко отличает их от основных золото-сурьмяных руд, бедных свинцом и серебром, и позволяет считать прожилки проявлением самостоятельного этапа минерализации.

В золото-сурьмяных рудах известно 26 гипогенных минералов; основная часть их относится к минералам-примесям, существенно не влияющим на качество руды, но имеющим важное значение для понимания генезиса месторождения (см. таблицу).

Минеральный состав первичных руд

Главные минералы (более 10% объема)	Антимонит, кварц
Второстепенные, (1—10%)	Пирит, арсенопирит, анкерит, гипс, мусковит, каолинит
Примеси (менее 1%)	Золото самородное, серебро самородное, ауристобит (?), галенит, сфалерит, пирротин*, халькопирит, теллурид золота**, марказит, гудмундит (?), тетраэдрит, цинкениит, джемсонит*, бертьерит, халькостибит, кальцит, эпидот, хлорит

* Минералы, обнаруженные Г. П. Вертушковым и др. (1971 г.).

** Минерал точнее не определен.

Ниже предлагается характеристика некоторых типичных минералов в порядке классификации А. Г. Бегехтина.

Золото самородное образует несколько морфологических разновидностей и ассоциирует с кварцем, антимонитом, пиритом, арсенопиритом, сростается со сфалеритом, блеклой рудой, ауристобитом, мусковитом и бывает окружено вторичными минералами.

Наиболее ранние генерации золота связаны с пиритом и арсенопиритом, которые импрегнируют вмещающие породы и обломки брекчии алевролитов с кварцевым цементом. Содержание золота в этих минералах достигает 30 г/т. Микроскопические включения самородного золота наблюдаются в центральных частях метакристаллов пирита и арсенопирита, они укрупняются при попадании кристаллов в кварц-антимонитовый агрегат. Выделения золота оказываются приуроченными к «слепым» трещинкам в минерале-хозяине или к его контакту с антимонитовым цементом. Вполне очевидно, что тонкодисперсное золото при

паложении антимонитовой минерализации испытывает собирательную перекристаллизацию, диффундирует к периферии кристалла-хозяина и экстрагируется гидротермальным раствором антимонитовой стадии.

Золото второй генерации заключено в молочно-белом кварце всяческого бока жилы. На ее нижних горизонтах обнаруживаются относительно крупные золотины с матовой бугорчатой поверхностью и кавернозным внутренним строением. Видно, что золотины, некогда бывшие монолитными, претерпели коррозию по всему объему. От них в кварц и антимонит отщепляются тонкие прожилки, ажурные фестоны и сфериды мощностью в несколько микронов. Таким образом, и здесь устанавливаются признаки растворения золота и перекристаллизации его вместе с антимонитом.

Более всего распространено золото, заключенное в кварц-антимонитовой жиле. Из 250 золотинок, наблюдавшихся в шлифах, 36% заключено в кварце, 22% — в антимоните, 40% — на контакте кварца и антимонита, причем тенденция локализоваться на контакте усиливается по мере укрупнения размеров золотинок и приводит к тому, что около 70% всего объема золота занимает эту позицию.

Подавляющая часть (76%) золотинок имеет размеры менее 0,1 мм; 20% зерен — от 0,1 до 0,5 мм и лишь 4% — более 0,5 мм при максимальном размере 1,5 мм.

По морфологии среди гипогенного золота выделяются: 1) комковатые, лапчатые, неправильные пластинчатые выделения; 2) кристаллы; 3) сростки кристаллов; 4) проволоочные выделения. Первые характеризуются наибольшими размерами и своей прихотливой морфологией обязаны неправильной форме контактовой поверхности кварца и антимонита. Кристаллы составляют 13% всех выделений, но особенно развиты в мелком и среднем классах зерен, среди них распознаются кубоктаэдры и ромбододекаэдры изометрической или редко искаженной вытянутой формы. Проволоочные выделения принадлежат золоту, локализирующемуся по трещинкам спайности антимонита, бертьерита и мусковита (Приложение, фото 45).

Золотины всегда состоят из нескольких индивидуальных зерен, для которых характерно полисинтетически двойниковое строение с шириной двойников 0,02—0,05 мм (Приложение, фото 46). Субмикроструктура, выявленная травлением в царской водке, отличается волокнистым, черепицеобразным рисунком. Среди волокон угадываются дендритовые кристаллиты.

По данным химического анализа состав золота следующий (в %): золото — 95,77, серебро — 0,58, железо — 0,13, никель — 0,005, нерастворимый остаток — 3,84, мышьяк, висмут и сурьма не обнаружены, сумма — 100,32. Высокопробность характерна для большинства других золото-сурьмяных месторождений Северо-Восточной Якутии.

Взаимоотношения самородного золота с антимонитом расшифровываются с трудом, так как золото представлено изометрич-

ными кристалликами, соизмеримыми с зернами самого антимонита. Все же удается заметить, что мелкие золотишки используют границы зерен антимонита и даже образуют короткие ответвления вдоль них. Такой же облик имеет золото, расположенное в кварце и приуроченное к микротрещинкам. Не возникает сомнений в метасоматической природе этих кристалликов и, вероятно, тем же следует объяснить идиоморфизм золота в антимоните. Наблюдалась также случаи образования золотишек по спайности антимонита. Все эти признаки свидетельствуют о кристаллизации по крайней мере части самородного золота после кристаллизации антимонита.

Парагенезис самородного золота с антимонитом и место его кристаллизации — явление не вполне обычное. Приведенные факты о наличии ранних генераций золота и его растворении и перетолжении совместно с антимонитом позволяет считать, что большая часть, если не все золото в богатой золотоносной кварц-антимонитовой жиле является перетолженным из убогих кварцевых жил и брекчий и из сульфидизированных вмещающих пород.

Необычное положение минерала в парагенезисе, чистота его от примесей легко объясняются с этих позиций и согласуется с признаками, которые приводятся Г. Шнейдерхеном для регенерированных месторождений.

А у р о с т и б и т определен только по оптическим свойствам и по результатам травления, поэтому строго не доказан. Минерал образует неправильные включения в антимоните и на контакте между антимонитом и самородным золотом. Минерал белый с нежным розовым оттенком, рельеф близок к золоту, отражательная способность высокая, изотропен. Характерно сильное травление 20% раствором треххлористого железа.

А н т и м о н и т является главным рудным минералом, и его комбинация с кварцем определяет все разнообразие типов руд Сарылахского месторождения. Строение минеральных агрегатов, сложенных антимонитом, в значительной мере связано с процессами динамометаморфизма и перекристаллизации, проявленных неодинаково в массивных, близких к мономинеральным, и антимонит-кварцевых участках жил. В первом случае антимонит представлен плотными мелкокристаллическими агрегатами с матовым блеском, в которых заключены зерна прозрачного кварца размером до 1 мм. Под микроскопом наблюдается панидоморфнозернистая полигональная структура агрегата и близкая к изометричной форма отдельных зерен. Следов катаклаза или деформаций зерен здесь не видно.

С приближением к кварцу размер зерен антимонита возрастает, и около контакта появляются слегка вытянутые кристаллы с максимальными для всего агрегата размерами против 0,05 мм в общей массе. Это свидетельствует о полной перекристаллизации антимонита с преимущественным ростом индивидов в «тенях давления» под прикрытием устойчивых кварцевых зерен.

Гранулированные агрегаты антимонита иногда имеют полосчатую или «сланцевую» текстуру, обусловленную чередованием полос с различными размерами зерен, причем мелкозернистые полосы приурочиваются к зальбандам жил, ограниченным тектонической глиной. Здесь же появляются секущие прожилки, сложенные укрупненными кристаллами антимонита. Отсутствие следов деформации в каждом зерне указывает на то, что структура агрегата возникла при постоянно компенсирующем механическую деформацию росте кристаллов, определенным образом ориентированных.

В антимонит-кварцевых двуминеральных агрегатах антимонит либо проникает в ранний кварц по трещинкам или вдоль границ кристаллов, либо образует шестоватые метакристаллы размером до 10 см, врастающие в кварц. Они обнаруживают все признаки деформации — простые и полисинтетические двойники давления, изгиб, кручение, грануляцию с образованием цепочек мелких зерен среди крупных индивидов.

Таким образом, главное отличие между массивными тонкозернистыми, существенно антимонитовыми рудами и средне- и крупнозернистыми антимонит-кварцевыми рудами заключается в перекристаллизации антимонита в первых и механической деформации — во вторых.

Антимонит отличается небольшим ассортиментом и невысокими содержаниями элементов-примесей, что вообще свойственно минералам телетермальных месторождений и объясняется длительной сепарацией гидротермальных растворов на путях миграции от источника к месту рудоотложения. Большинство элементов, обнаруженных в пробах антимонита, можно связать с загрязнением материала другими минералами или обломочками вмещающих пород. Только медь и отчасти серебро, возможно, более тесно связаны с антимонитом, тетраэдрические пустоты в структуре которого они способны заполнять (Пеньков и др., 1969).

Золото присутствует только в тех пробах антимонита, которые содержат кварц. Так как избавиться от него при обработке тонкозернистых руд было труднее, чем при отборке антимонита из крупнозернистых агрегатов, то большинство таких проб оказались зараженными золотом в количестве 10—300 г/т (данные полуколичественного спектрального анализа и спектрозолотометрии). Пробы крупнозернистого антимонита высокой чистоты, проанализированные тем же методом, только в двух случаях из 20 содержат золото и то в количестве 10—30 г/т. Среднее содержание золота в антимоните по 10 пробам, проанализированным методом спектрозолотометрии, равно 0,38 г/т.

Интересно, что антимонит из оперяющих прожилков, выходящих за пределы интенсивно минерализованной зоны смятия, резко обеднен золотом. Отсутствие золота показали также пробы антимонита из дайки кварцевого порфира на периферии рудного поля. Это указывает на заимствование антимонитом золота из ранних образований.

При сопоставлении содержания золота в антимоните с разных горизонтов рудного тела выявляется отчетливая тенденция снижения его с глубиной. Особенно она ощутима для мелкокристаллической разновидности антимонита, которая обедняется золотом в 5 раз, тогда как крупнокристаллическая разность — только в 2,5 раза.

Примеси серебра, свинца, меди и особенно олова в антимоните ничтожны. Содержания мышьяка и свинца падают с уменьшением зернистости антимонита, что можно объяснить очищением его от изоморфных примесей при перекристаллизации. Примесь меди в количестве 5—30 г/т показывает стойкую тенденцию увеличиваться с глубиной и может быть использована как один из критериев величины эрозионного среза для соседних месторождений.

П и р и т импрегнирует глинистые сланцы и алевролиты в контактовой части жилы, в цементе и особенно в обломках брекчии и образует вкрапленность в зальбандах кварц-анкеритовых прожилков. В кварц-антимонитовых богатых рудах редок и сохраняется лишь в виде реликтов в кварце, метасоматическом замещенном антимонитом. Пирит содержит примесь золота от 1 до 30 г/т.

А р с е н о п и р и т образует значительные скопления вблизи рудного тела в брекчированных вмещающих породах. В массе антимонита катаклазирован и корродируется им. Ассоциирует с кварцем, пиритом и содержит включения самородного золота ранней генерации. Содержание золота в пробах арсенопирита порой превышает 30 г/т.

Б е р т ь е р и т появляется на нижних горизонтах рудного тела, причем такого рода вертикальную зональность следует признать характерной для жильных антимонит-кварцевых месторождений. Бертьерит встречается в антимоните, но значительно чаще в более ранних маломощных кварц-анкеритовых прожилках среди пиритизированных песчаников, т.е. в ассоциации с другими минералами железа. Бертьерит образует включения в кварце, окаймленные антимонитом и анкеритом, или изометричную и овальную вкрапленность в самом антимоните. Образуется несколько раньше антимонита, так как последний срезает шестоватые агрегаты бертьерита и пересекает его в виде тонких прожилков и часто замещает. Одновременно с замещением антимонитом бертьерит разлагается на антимонит и пирит или марказит. При этом сульфиды железа рассеиваются в виде тонкой сыпи или группируются в тонкие прожилки, сопровождающиеся антимонитом. В таких прожилках встречается гудмундит (?), гематит, сфалерит и халькопирит.

Х а л ь к о с т и б и т обнаруживается спорадически на нижних горизонтах в той же ассоциации, что и бертьерит. Он обособлен в виде пластинчатых кристаллов среди карбоната и кварца и ассоциирует с тетраэдритом, пиритом и бурым сфалеритом. В кварц-антимонитовом агрегате халькостибит наблюдался вместе с халькопиритом и бертьеритом. Закономерные сростания халькопирита, составляющего 30—40% объема, с антимонитом и

бертьеритом наводят на предположение о распаде медно-сурьмяного минерала типа халькостибита. В таких миремкитоподобных участках иногда присутствует тетраэдрит.

Цинкениит встречается на нижнем горизонте кварц-антимонитовой жилы. В прожилке цинкениита, рассекающем тонкокристаллический антимонитовый агрегат вдоль плейчатости динамометаморфического происхождения, отмечен более ранний сфалерит.

Кварц образует несколько генераций, отличающихся по размерам зерен и их агрегатов и по морфологии. Наиболее ранней является генерация кварца из кварц-карбонатных и кварц-карбонатно-сульфоантимонитовых прожилков среди пиритизированных и карбонатизированных вмещающих пород, которая представляет собой крупные призматические зерна, в центральных частях прожилков — мелкие друзы. Кварц кристаллизуется позже анкерита.

Вторая генерация кварца представлена молочно-белой или полупрозрачной разностью, которая частично кристаллизуется метасоматически в песчаниках и алевролитах, но главным образом в открытых жильных полостях, где характеризуется широкой вариацией зернистости. На контактах с пересекающим и замещающим его антимонитом возникают оторочки прозрачной разности кварца, очищенного от мелких газовой-жидких включений.

Характерен повсеместный и, видимо, многократный катаклаз кварца этой генерации. Наименьшая степень катаклаза выражается в неровном или мозаичном угасании без разрыва сплошности зерен. Затем образуются агрегаты гранулированного кварца, а на конечной стадии — кварцевые катаклазиты, в которых раскрошенные зерна различных размеров сцементированы мелкокристаллическим гранулированным агрегатом. В таких участках размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Срастание зерен очень прихотливое с лапчатыми кружевными границами. Вдоль них и в трещинки катаклаза повсеместно проникает антимонит.

Наблюдавшиеся при больших увеличениях микроскопа газовой-жидкие включения в кварце указывают на низкие температуры кристаллизации (около $100-150^{\circ}$), так как объем газовой фазы в них не превышает 10%, а иногда она и вообще отсутствует. Приуроченность включений к трещинкам катаклаза, неравномерное распределение по объему зерен и признаки перекристаллизации кварца указывают на вторичное происхождение газовой-жидких включений и их вероятную синхронность с кристаллизацией главной массы антимонита.

Кварц третьей генерации тесно связан с антимонитом в тонкозернистых рудах, где он составляет 10—50% всего объема. В отличие от ранних эта генерация представлена прозрачными идиоморфными кристаллами размером 0,5—2 мм, равновесными с антимонитом. Кварц этой генерации ассоциируется с антимонитом в результате переотложения кремнезема, одновременного с за-

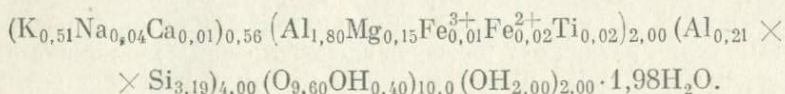
мещением антимонитом более ранних кварцсодержащих ассоциаций и главным образом мощной жилы, сложенной молочно-белым кварцем второй генерации.

Анкерит формирует собственные прожилки или комбинируется с кварцем I. В них постоянно отмечаются бертьерит, антимонит, пирит, изредка сфалерит, галенит и другие сульфиды. По термограмме и оптическим свойствам ($N_e' = 1,576 - 1,580$; $N_o = 1,689 - 1,699$) карбонат отвечает анкериту с 20—25% ферродоломитовой молекулы.

Мусковит встречается повсеместно, но в небольших количествах. Находясь среди кварца II, мусковит все же пространственно тяготеет к гнездам антимонита, и в собственно кварцевых безрудных участках не появляется. Кварц в ассоциации с мусковитом перекристаллизован, имеет кавернозную текстуру, причем мусковит выполняет пустотки и трещинки катаклаза. В антимоните мусковит встречается как более ранний минерал, его сферолиты обрастаются и пересекаются антимонитом, а золото развивается по спайности слюды.

По составу сарылахский мусковит отвечает гидромусковиту с необычно высоким содержанием воды — 9,41% (Дипр и др., 1966). Содержание калия, как у большинства гидромусковитов, занижено по сравнению с обычными мусковитами. Основным элементом, замещающим «октаэдрический» алюминий, является магний. В группе «тетраэдрических» элементов наблюдается обычное соотношение кремния к алюминию, близкое к 4.

Структурная формула гидромусковита следующая:



МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Руды Сарылахского месторождения окислены в невысокой степени даже на поверхности, где гипергенные изменения поражают бедные вкрапленные руды и участки богатых руд, тяготеющих к тектоническим контактам и пострудным трещинам. Вместе с тем общая мощность зоны окисления превышает 300 м. Зона окисления имеет серно-сульфатно-окисный состав, и ее относительная бедность минеральными видами объясняется простотой состава первичных руд, однообразием и химической инертностью вмещающих терригенных пород и влиянием многолетней мерзлоты.

Главные гипергенные минералы — сера самородная, валентинит, стибиконит, гипс и гидроокислы железа; второстепенные — сенармонтит, кермезит, гексагидрит, мелантерит, скородит; примеси — алюминит, алуноген, халькантит, гиббсит, сервантит,

мельниковит-пирит, стильносидерит, ярозит*, халькозин, арагонит, самородное золото и индигирит (Индолев и др., 1971).

Самородное золото представлено пленочными, губчатыми, комковатыми и фестончатыми выделениями, приуроченными исключительно к контактам кварца и антимонита и тесно связанными с участками скопления первичного золота, которое иногда остается в виде реликтов среди пленочных и фестончатых агрегатов.

Вторичное золото ассоциирует с другими гипергенными минералами, главным образом с окислами сурьмы. Пленки золота наблюдались на кристаллах серы и на каемках валентинита, заместившего антимонит. Губчатые агрегаты горчичного цвета состоят на 1/2 из окислов сурьмы в тесном прорастании с частицами золота, размер которых снижается до долей микрона. Наиболее мелкозернистые участки агрегатов также неоднородны и представляют собой коллоидные смеси (Приложение, фото 47, 48). Рентгенографически минерал, ассоциирующий с золотом, диагностируется как валентинит.

Иногда на контакте кварца и антимонита локализуются сложные золотины, состоящие из двух частей (Приложение, фото 49). Здесь золото в окружении кварца имеет кавернозное строение, граница его с другой частью золотины резкая, она продолжает контур одного из зерен антимонита, замещенного валентинитом. В последнем компактно расположены крупинки вторичного золота субграфической, фестончатой структуры. Объем вторичного золота соизмерим с объемом пустоток в первичной части золотины, так что оно образуется, видимо, за счет растворения первичного золота и перекристаллизации его тут же в зоне контакта с антимонитом.

Прожилковидные и фестончатые выделения вторичного золота тяготеют к участкам выклинивания антимонитовых прожилков в кварце, а пластинчатые и листоватые — к пустоткам в кварц-антимонитовом агрегате. Часто они не имеют прямой связи с первичными золотинами, но встречаются в обогащенных золотом участках. Однако можно наблюдать и случаи непосредственного отделения прожилков вторичного золота от сравнительно крупных первичных золотинок (Приложение, фото 50).

По цвету вторичное золото неотлично от первичного, так как пробы в обоих случаях высока. Анализ вторичного золота показал следующее содержание (в %): золото — 95,45; серебро — 0,17; железо — 0,45; никель — 0,1; нерастворимый остаток — 3,42; мышьяк, висмут, ртуть — не обнаружены. Сурьма определена спектрально (0,5%) и связана с валентинитом. Сумма — 99,50%.

На верхнем горизонте зоны окисления роль вторичного золота велика, с ним связано не менее 30—40% всего металла. Тесная пространственная связь вторичного золота с первичным доказывает отсутствие существенного перемещения металла в зоне окис-

* По данным О. А. Суставова.

ления. Как известно (Крейтер, 1958; Альбов, 1960), существует несколько гипотез переноса золота в условиях гипергенеза. Для существенно колчеданных месторождений с тонкодисперсным золотом, рассеянным в пирите, наиболее убедительной признается гипотеза сульфатного переноса, которую трудно приложить к условиям Сарылаха. Согласно электрохимической гипотезе, скорость растворения золота существенно возрастает, если оно находится на контакте с сульфидами. В нашем случае, по-видимому, именно ролью контакта между двумя отличающимися по электрохимическим свойствам минералами — кварцем и антимонитом можно объяснить узколокальное, но интенсивное растворение и переотложение золота.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Рудные тела Сарылахского месторождения размещены в зоне крупного тектонического нарушения, активность которого не прекращалась ни в период минералообразования, ни в последующее время. Поэтому руды оказываются телескопированными, и стерильность каждой минеральной ассоциации нарушается в результате заимствования элементов ранних и наложения поздних парагенезисов.

Наиболее ранней является пирит-кварц-анкеритовая ассоциация, распространенная в полосе пиритизированных и карбонатизированных песчаников и алевролитов. Карбонатные прожилки повсеместно пересекаются жилами молочно-белого кварца и антимонита, принадлежащими к следующим стадиям минерализации. С карбонатно-кварцевыми прожилками связана вкрапленность хлорита и пирита, которая переотлагается в более поздних кварцевых прожилках той же ассоциации. Золотоносность пирит-анкерит-кварцевой ассоциации незначительна и связана с субмикроскопическим тонкодисперсным золотом, рассеянным в пирите, но при большой массе пиритизированных пород и густой сети прожилков общее количество золота в минерализованной зоне сматия, приходящееся на долю этой ассоциации, превышает его запасы в промышленных кварц-антимонитовых рудах.

Присутствие пирита, железисто-магнезиальных хлорита и карбоната связано, вероятно, с выщелачиванием железа, магния и кальция из околожильных пород и определяет тип гидротермального метасоматоза как березитизацию.

Вслед за пирит-анкеритовыми прожилками образуются прожилки с кварцем и анкеритом в зальбандах и бертьеритом и антимонитом в центре. Наиболее мощные из них на 90% состоят из сульфидов и только в пережимах переходят в существенно анкеритовые. Антимонит в этой ассоциации корродирует анкерит, замещает бертьерит с сохранением его реликтовой спайности и пластинчатости агрегатов. Иногда это замещение проходит с образованием сыпи пирита, гематита и гудмундита (?). Участки

антимонита, насыщеннее вкрапленностью халькопирита и тетраэдрита, видимо, возникли в результате разложения халькостибита, встречающегося в этой ассоциации. Появление антимонита в прожилках, вероятно, синхронно образованию кварц-антимонитовой ассоциации более поздней стадии минерализации и связано с возрастанием потенциала сурьмы и серы в растворах.

Самородное золото образует сростки с блеклой рудой и сфалеритом и кристаллизуется одним из последних. Судя по «рубашкам» блеклой руды вокруг золотинок, отсутствующих в более поздних генерациях, золото парагенетично бертьериту и другим сульфидам, а не является продуктом наложения других стадий минерализации.

Следующей образуется ассоциация кварца с арсенопиритом, пиритом и мусковитом. Арсенопирит опережает формирование жильного выполнения и вместе с пиритом импрегнирует вмещающие породы. Кварц и мусковит являются типоморфными минералами последовательных зон около жильного метасоматоза. На некоторых участках полосы интенсивного брекчирования и окварцевания структурно обособлены от жилы выполнения и срезаются ею, что указывает на несколько более ранний возраст брекчий.

Золото, встречающееся в кварцевой брекчии, ассоциирует с арсенопиритом и пиритом, а в самой жиле и со сфалеритом. Большая часть золота заключена в тонкодисперсной форме в метакристаллах арсенопирита, пирит менее золотоносен. На нижних горизонтах кварцевой жилы в ее висячем боку встречается мелкое (0,3—0,5 мм) золото, интенсивно корродированное на контакте с более поздним антимонитом.

Заключительная по времени минеральная ассоциация, которой обязаны своим появлением главные промышленные типы руд (золото-кварц-антимонитовая), имеет две фациальные разности. Первая образуется на месте метасоматически замещенного молочно-белого жильного кварца или образует цемент брекчий с его обломками, также интенсивно растворенными по краям. Степень замещения постепенно убывает от лежащего бока жилы по направлению к висячему боку, где возрастает степень раздробленности кварца. Антимонит в этой части жилы представлен крупно- и среднезернистыми разностями и только с уменьшением количества кварца до 15—20% переходит в мелкозернистую разность. Золотоносность этих руд умеренная и зависит от относительного количества кварца и антимонита и размеров их зерен. Максимальные содержания золота связаны с рудами, состоящими из равных объемов антимонита и кварца и имеющими наибольшую поверхность контактов между этими минералами, к которой преимущественно приурочены золотинны.

Вторая фациальная разность представлена мелко- и тонкозернистыми кварц-антимонитовыми рудами, богатыми золотом, образованными путем выполнения постепенно приоткрывавшейся тре-

щины вдоль контакта кварцевой жилы с зоной смятия. Кроме мелких реликтов раннего кварца в этой части жилы распространены водяно-прозрачный кварц, кристаллизовавшийся одновременно с антимонитом и, по всей вероятности, переотложенный из растворенного кварца соседней жилы.

Золото кварц-антимонитовой жилы очень мелкое (от долей микрона до 0,1 мк). Оно кристаллизуется позже других минералов, используя контакты между кварцем и антимонитом. Пробыность его приближается к 1000. В маломощных прожилках, сложенных антимонитом, которые выходят за пределы зоны смятия, количество золота убывает или оно вовсе отсутствует.

Судя по интенсивному растворению кварца, растворы этой стадии минерализации имели щелочную реакцию. Температура их не превышала 150°.

Последующие преобразования многостадийных руд связаны с динамометаморфизмом и пострудным брекчированием.

Таким образом, Сарылахское месторождение представляет собой полигенное образование, сформированное при наложении интенсивной антимонитовой минерализации на ранние гидротермальные жилы, зоны брекчий и зоны метасоматически измененных березитизированных терригенных пород, в целом принадлежащие золото-кварцевой формации. Золото при этом не остается инертным, а переотлагается из ранних убогих руд совместно с кристаллизацией антимонита. Следовательно, в отношении золота месторождение можно рассматривать как регенерированное и признать за ним принадлежность к золото-антимонитовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Бычок Б. Г. Закономерности размещения и особенности вещественно-минералогического состава сурьмяных проявлений Верхне-Индибирского района. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. (Тезисы докладов). Якутск, 1969.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.
- Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Каширцева К. И. и др. Гидрокарбонат магния и алюминия — новый минерал индигирит. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1971, вып. 2.
- Крейтер В. М., Аристов В. В., Вольнский И. С. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. ГОНТИ, 1958.
- Пеньков И. Н., Сафин Н. А., Мозгова Н. П. Изучение форм нахождения примесей в антимоните методом ядерного квадрупольного резонанса. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 2.
- Рожков И. С., Гринберг Г. А., Гамянин Г. Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М., «Наука», 1971.

Л. Н. ИНДОЛЕВ, [Г. Г. НЕВОЙСА,] З. Ф. ПАРИНОВА,
Ю. Я. ЖДАНОВ, И. С. БРЫЗГАЛОВ, Я. В. ЯКОВЛЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БЛЕКЛЫХ РУДАХ И ВОПРОСЫ ИЗОМОРФИЗМА СЕРЕБРА И МЕДИ

Благодаря широкому развитию блеклых руд в месторождениях Северо-Восточной Якутии авторам удалось собрать и проанализировать состав, свойства и особенности структуры 9 образцов минералов этой группы из различных парагенетических ассоциаций.

Большинство образцов представляет месторождения и рудопроявления Западного Верхоянского района (Имтанджинский, Чочимбальский и Эндыбальский рудные узлы). Один образец был отобран из жилы Дальней Эге-Хайского оловорудного месторождения в Яно-Борулахской рудной зоне (обр. № 7).

Месторождения Имтанджа, Кельтер, Раннее и Чочимбал представлены пластообразными пологими и крутыми жилами, сложенными железистыми карбонатами, пиритом, сфалеритом с различным содержанием железа, галенитом, блеклыми рудами и другими подчиненными им минералами. Эти свинцово-цинковые месторождения образуются до внедрения даек кислых пород, которые, очевидно, являются апофизами массивов гранодиоритов. Блеклые руды здесь ассоциируют с галенитом, сфалеритом, иногда халькопиритом и бурнонитом и, по данным химических анализов (табл. 1), представлены разностями с содержанием серебра от 3,8 до 11,1%, с устойчивыми высокими содержаниями цинка (4,2—7,1%) и заметными — мышьяка (1,2—4,3%). Содержание железа испытывает значительные колебания, причем максимальное (8,5%) характерно для блеклой руды, ассоциирующей с сидеритом, а минимальные (1,9—2,0%) свойственны ассоциации с доломитом и анкеритом. Из примесей характерны кадмий, содержание которого коррелируются с содержаниями цинка, и золото в количестве 10—100 г/т.

Образцы 8 и 9 характеризуют блеклые руды из Безымянного серебряного и Мангазейского серебро-свинцового месторождений*. В обоих большая часть блеклой руды выделяется в одну из ранних стадий минерализации — фрейбергит-кварц-мангансидеритовую, в течение которой на Мангазейке образуется также основное количество галенита. Кроме этого, блеклая руда, макроскопически более светлая, чем ранняя, образует вкрапленность в рубиново-красном сфалерите из манган-сидеритовых прожилков, пересекающих галенит и другие минералы I генерации. Образец 9 представляет блеклую руду I генерации из жилы Кузьминской.

* Другие серебряные минералы из этих месторождений описаны в следующей статье настоящего сборника.

Ком- по- ненты	1			2			3			4		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в	а	б	в
Ag	3,65	3,80	0,60	4,70	5,08	0,78	6,65	6,77	1,04	8,30	8,30	1,28
Cu	27,34	28,75	7,64	29,64	31,99	8,39	32,65	33,25	8,71	31,22	31,18	8,24
Zn	6,51	6,85	1,77	6,53	7,06	1,79	5,71	5,81	1,48	5,88	5,88	1,51
Fe	8,15	8,57	2,58	2,31	2,50	0,74	1,93	1,96	0,58	1,89	1,89	0,57
Sb	22,11	23,25	3,22	25,42	27,44	3,76	25,25	25,70	3,51	26,64	26,60	3,67
As	3,28	3,45	0,78	1,09	1,18	0,24	1,93	1,96	0,43	2,11	2,11	0,47
S	24,05	25,33	13,34	23,36	24,75	12,87	24,19	24,55	12,78	24,07	24,04	12,62
Pb	He	—	—	2,65	—	—	—	—	—	He	—	—
н. о.	He	—	—	0,60	—	—	0,20	—	—	He	0,24	—
	обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	обн.	—	—
	оп.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	95,09	—	—	96,30	—	—	98,68	—	—	100,35	—	—
Уд. вес а _о	—	—	—	—	4,90	—	—	—	—	—	4,92	—
	—	10,358±0,005	—	—	10,387±0,005	—	—	10,412±0,005	—	—	10,423±0,005	—

Примечания. 1 — Имтаджка (Смирнов, 1962); 2, 3 — Кельтер, обр. Хая, обр. Э—1023; 4 — Безымянное, обр. Б—37; 5 — Мангазейка, обр. М—54. «а» — много остатка (кварца) и приведенное к 100%, «в» — атомные отношения в формулах минералов в формулах (колонки «в») рассчитывались по методу И. Д. Борнеман-Старынкевича с использованием мышьяка, приведенных к 4,00. Для анализов 7, 8,

На Эге-Хайском месторождении (обр. 7) блеклая руда встречается в ассоциации с мангансидеритом, буланжеритом и галенитом. Как и в западноверхоянских месторождениях, по минералу развиваются более поздние пираргирит, мларгирит, а также штернбергит. Во всех случаях примечательны касситерит и станнин, кристаллизующиеся раньше блеклых руд, которые совершенно отсутствуют в свинцово-цинковых месторождениях «додайкового» этапа. В отличие от последних, содержание серебра в блеклых рудах из серебряных, серебро-свинцовых и оловорудных месторождений колеблется от 19 до 22%, что ставит эти образцы в один ряд с высокосеребристыми разностями, описанными в классических месторождениях благородной серебряной формации. Это существенно сурьмяные разности: содержание мышьяка в них не превышает 0,8%, цинка меньше, чем в ранее рассмотренных (в среднем 3,3% против 5,9%). Характерны примеси олова (0,00_n—0,0_n), скандия, индия и висмута, элементов, типичных для касситерит-сульфидных месторождений. Золото здесь также обнаруживается, причем под микроскопом видны его выделения размером около 1 мк. Спорадически определяется ртуть (сотые доли %).

Девять полных химических анализов блеклых руд почти по всему известному диапазону колебаний содержания серебра и результаты рентгенометрии этих образцов (табл. 2) позволили построить график зависимости размера элементарной ячейки от содержания серебра (рис. 1). На него были также нанесены некоторые данные, взятые из литературы (Лазаренко, 1956; «Минералы», т. 1, 1960; Смирнов, 1962; Тимофеевский, 1967; Bernard, Nak, 1960). При составлении графика мы допускали, что изоморфизм двухвалентной меди, железа и цинка из-за малой разницы в атомных и ионных радиусах этих элементов не влияет на изме-

БЛЕКЛЫХ РУД

5			6			7			8			9		
а	б	в	а	б	в	а	б	в	а	б	в	а	б	в
9.58	9.60	1.49	11.15	11.14	1.74	19.05	19.35	3.18	20.95	21.42	3.53	21.55	22.22	3.72
28.08	28.24	7.42	30.43	30.36	8.05	22.03	22.40	6.13	20.29	20.74	5.81	19.97	20.58	5.86
5.73	5.75	1.47	4.23	4.23	1.09	2.11	2.15	0.57	1.41	1.44	0.39	6.35	6.54	1.81
2.97	2.98	0.89	3.52	3.52	1.06	5.67	5.75	1.83	5.54	5.66	1.80	0.96	0.99	0.32
26.83	26.74	3.67	21.96	21.91	3.03	26.03	26.53	3.86	26.70	27.30	3.99	25.70	26.49	3.93
2.08	2.09	0.46	4.33	4.33	0.97	0.21	0.21	0.05	0.37	0.38	0.09	0.82	0.84	0.20
24.49	24.60	12.83	24.55	24.51	12.89	23.16	23.81	13.00	22.55	23.06	13.09	21.82	22.34	12.61
He обн. 0.17			He обн. 0.32			He обн. He обн.			He обн. He обн.			0.93		
99.73			100.49			68.29			97.81			98.28		
10,428±0,005			5,00 10,480±0,01			5,06 10,52±0,01			5,08 10,52±0,01			5,17 10,509±0,005		

Кг — 14; Кг — 18; 4, 5 — Раннее, обр. Р—5, Р—6; 6 — Чочимбал, обр. Ч—55; 7 — Эгс-содержание компонентов в весовых % %, «б» — то же, за вычетом галенита и нерастворившихся. Аналитик Э. Ф. Паринова (Институт геологии ЯФ СО АН СССР). Коэффициенты званем фактора $a_0 \cdot d - 0,006023$, анализы 1, 2, 6 — по сумме атомных количеств сурьмы 9 формулы отражают состав смеси нескольких фаз.

нение параметров ячейки. Предполагалось, что содержание ртути, входящее в решетку блеклых руд увеличивает ее размеры, в тех анализах, где она не определялась, невелико, так как сумма компонентов была близка к 100%. Изоморфизм сурьмы и мышьяка учитывался, исходя из известных параметров тетраэдрита и теннантита, равных 10,34 и 10,21 Å, в виде положительной поправки 0,015 Å на 2 вес. % мышьяка. На графике поправки на содержание мышьяка выражены стрелками.

Согласно А. С. Поваренных (1967), единственной группой минералов, где изоморфное замещение меди серебром достигает больших пределов, являются блеклые руды. Другие исследователи (Лазаренко, 1956; «Минералы», т. 1, 1960; Михеев, 1957; Тимофеевский, 1967; и др.) указывают на содержания серебра в них до 26 вес. % и подчеркивают закономерное возрастание размеров элементарной ячейки минерала с увеличением содержания серебра. Полученные нами данные не позволяют считать изоморфизм медь — серебро в блеклых рудах непрерывным, а также говорить о неоднородном многофазовом строении высокосеребристых блеклых руд.

На рис. 1 видно, что прямая в первом приближении линейная зависимость между a_0 и содержанием серебра сохраняется только до определенного предела, которым служит точка 6 (11,15%). На этом отрезке график может быть выражен уравнением $a_0 = 10,34 + 0,012 \cdot c$, где c — содержание серебра в вес. %. Величины a_0 для всех образцов с более высокими содержаниями серебра оказались много ниже ожидаемых, если экстраполировать эту зависимость. Выделяется участок, где эта зависимость либо отсутствует, либо имеет обратный характер, а также участок, где

Рентгенограммы блеклых руд

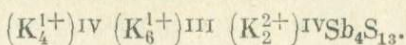
hkl	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
222	4	3,67	4	3,69	5	3,690	6	3,690	2	3,670	2	3,680	1	3,767	2	3,690	3	3,710
	2	3,29	3	3,32	3	3,320	3	3,320	4	3,313	4	3,340	3	3,408	3	3,330	3	3,330
	10	2,992	10	2,998	10	3,006	10	3,090	10	3,010	10	3,040	10	3,040	10	3,030	10	3,030
400 411; 330	2	2,772			4	2,790						1	2,890	1	2,870			
	4	2,591	5	2,514	6	2,600	7	2,608	3	2,612	5	2,630	6	2,656	6	2,630	8	2,627
	4	2,443	3	2,408	4	2,460	6	2,455	2	2,460	3	2,480	2	2,500	5	2,480	5	2,476
332			2	2,326	3	2,330	1	2,328			1	2,340			1	2,350	1	2,351
	2	2,208			2	2,220	1	2,259			1	2,240	1	2,258	1	2,270	5	2,239
					1	2,147	2	2,222					1	2,140	1	2,140	1	2,148
540; 431	3	2,033	3	2,03	2	2,043	5	2,044	5	2,052	7	2,050	7	2,070	7	2,050	6	2,062
			2	1,907	5	1,903	4	1,906	2	1,901	2	1,909	2	2,024	4	1,919	2	1,921
	1	1,937	9	1,829	8	1,843	9	1,844	9	1,843	9	1,852	9	1,865	9	1,858	9	1,859
440	9	1,829	9	1,842					1	1,797			2	1,937	1	1,803	3	1,807
	2	1,778			3	1,787	2	1,788	1	1,784			1	1,755	2	1,744	1	1,753
	2	1,725			2	1,736			2	1,729	2	1,742	3	1,698	3	1,703	4	1,707
600; 442	4	1,685					2	1,650	2	1,689					1	1,659		
					2	1,609									1	1,624		
	8	1,565	8	1,571	7	1,572	8	1,572	9	1,574	9	1,578	8	1,590	8	1,585	7	1,587
550; 710					2	1,505	1	1,507							1	1,518		
	2	1,497									2	1,508			1	1,488		
	2	1,468			2	1,474					1	1,478			1	1,476		
750									1	1,471								
									1	1,448					2	1,431	1	1,441
									1	1,423	1	1,415			1	1,406		
a_0 (Å)					1	1,325			1	1,329	3	1,326			4	1,337	1	1,336
									1	1,307	2	1,305	2	1,322	4	1,317	1	1,316
	2	1,278			2	1,283			2	1,289	3	1,284	1	1,303	4	1,294	2	1,295
750	1	1,240	6	1,241	1	1,246	1	1,247	2	1,240	2	1,249	2	1,264	5	1,258		
	2	1,206					1	1,213	3	1,214	3	1,214	4	1,213	6	1,225		
	5	1,189	1	1,182					4	1,198					6	1,209	2	1,207
a_0 (Å)	$10,358 \pm 0,005$	$10,387 \pm 0,005$	$10,412 \pm 0,005$	$10,423 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,448 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,428 \pm 0,005$	$10,52 \pm 0,01$	$10,52 \pm 0,01$	$10,52 \pm 0,01$	$10,52 \pm 0,01$	$10,509 \pm 0,005$	$10,509 \pm 0,005$

Примечания. 1. Образцы 1, 2, 3, 4 и 9 — дифрактограммы, сняты на УРС—50—И, $\nu = 0,5$ град/мин, Fe антикатод, эталон NaCl. 2. Образцы 5, 6, 7 и 8 — дебаграммы, сняты в камере $d = 57,3$ мм, Fe антикатод, эталон NaCl. 3. В образце 3, кроме того, две интенсивные линии (9) — 4,64; (8) — 4,47. 4. Номера образцов соответствуют табл. 1.

по мере возрастания содержания серебра почти до 24% величина a_0 вновь заметно растет.

Структура блеклых руд рисуется следующим образом (Белов, 1965): медь присутствует в одно- и двухвалентной форме с соотношением 10 : 2, причем половина всей меди находится в тетраэдрической координации, а другая в тройной (пятерной, по Н. В. Бе-

лову), так что общая кристаллохимическая формула минерала выглядит:



Расчеты показывают, что предел смесимости для левой части графика с некоторой интерполяцией соответствует 2,5 атомам серебра в структуре или 25% всех одновалентных атомов. Максимальное содержание серебра, известное сейчас (Лазаренко, 1956), достигает 26,4%, что отвечает 4 атомам. Интересно, что эти величины могут рассматриваться как стехиометрические отношения, а вторая из них, кроме того, соответствует количеству одновалентных атомов в четверной координации.

Можно представить, таким образом, что изоморфизм медь — серебро в блеклых рудах имеет разрыв смесимости в интервале примерно 13—21% серебра, причем разности с содержаниями в этом интервале не являются гомогенными, а образованы смесью нескольких фаз с различным содержанием серебра и различными свойствами.

Действительно, одним из авторов раньше было замечено неоднородное двухфазное строение блеклых руд из месторождений, характеризующихся высокими содержаниями серебра в рудах (Индолев, 1966). Указывалось, что преобладающая фаза распространена главным образом в центральных частях зерен, а подчиненная — на их периферии, а также в виде незакономерных вростков, прожилковидных выделений и часто ассоциирует с вкрапленностью и прожилками пираргирита, вдоль которых в блеклой руде появляется мельчайшая сыпь халькопирита.

Дальнейшее изучение образцов с различным содержанием серебра показывает, что вторая фаза появляется лишь в высоко-

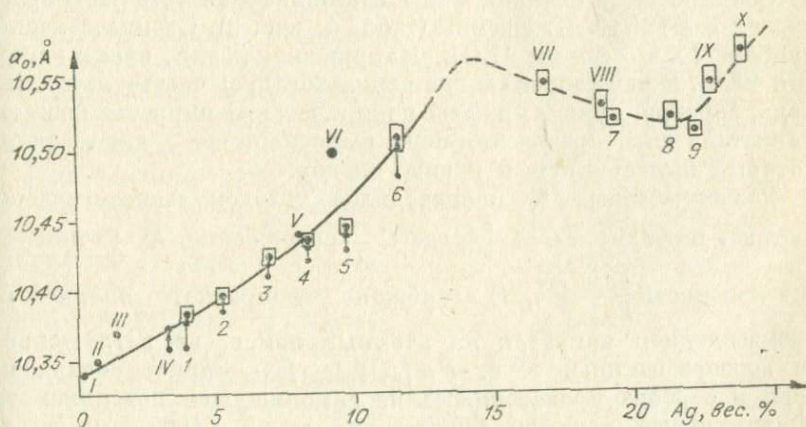


Рис. 1. Зависимость параметра элементарной ячейки сурьмяных блеклых руд a_0 от содержания серебра. Арабские цифры — образцы в табл. 1 и 2. Римские цифры: I, V — (Михеев, 1957), II, III, IV — (Лазаренко, 1956, анализы 46, 48, 70, пересчитаны в Å); VI, VII, IX — (Bernard, Nak, 1960); VIII, X — (Тимофеевский, 1967, анализы 71 и 3 «а»).

серебристых разностях. Она отличается несколько более высокой отражательной способностью, голубоватым оттенком, светотравлением в иммерсионном масле при сильном световом пучке. В ней наблюдаются включения самородного серебра, халькопирита и белого изотропного галенитоподобного минерала. Малые размеры включений этого минерала не позволяют диагностировать его точнее. Границы между фазами обычно едва различимы, но в этих случаях они резкие. Иногда каемки и вростки светлой блеклой руды имеют ажурные контуры взаимного прорастания.

В двух образцах из Безымянного месторождения были предприняты попытки определения содержания серебра в разных фазах. Оба образца исследовались на микроанализаторах «Ка-мека» в ИГЕМ и ИГиГ СО АН СССР. В первом случае в качестве эталона служил образец блеклой руды из рудопроявления Раннего (см. табл. 1, анализ 5), во втором — металлургические медь и серебро. Некоторые выделения блеклой руды были подвергнуты точечному зондированию, другие были просканированы через границу двух фаз. По предварительным данным, содержания серебра и меди, полученные на разных приборах, близки и колеблются от 13 до 33% для серебра и от 6 до 23% для меди. Профили показывают неоднородность состава даже в пределах обособленных фаз и колебания порядка 3—4% для меди и серебра. Среди зерен с содержаниями серебра 13—14% встречаются выделения с содержаниями 18—22 и даже 32—33%. Последние характеризуются низкими (6—10%) содержаниями меди. Между содержаниями серебра и меди во всех анализированных точках выявляется четкая обратная зависимость.

Данные зондирования образца Б-37 приведены в табл. 3 (см. табл. 1, анализ 8).

Зондирование блеклой руды в аншлифе из того же образца провел в МГУ Н. И. Еремин (табл. 4, рис. 2). Съемка велась на приборе JXA-5 фирмы JEOL. Напряжение 25 кВ, время измерения 100 с. В качестве эталонов использовались чистые металлы — медь, серебро, сурьма, железо и цинк, а также пирротин известного состава для определения серы и арсенопирит — для мышьяка, который был обнаружен в виде следов.

Расчет весовых % производился методом «гипотетического состава» по формуле $C = \frac{K}{F}$, где C — содержание, K — отношение интенсивности $\frac{Y_{\text{образца}}}{Y_{\text{эталона}}}$, F — общая поправка, являющаяся произведением поправок на атомный номер, на поглощение и на флюоресценцию, т. е. $F = f_{\text{ат}} \cdot f_{\text{погл}} \cdot f_{\text{фл}}$. Запись содержаний меди и серебра производилась на самопишущем потенциометре. Вертикальный масштаб бумаги для меди — 1000 имп./с, для серебра — 300 имп./с.

Эти данные определенно указывают на существенные различия в содержаниях серебра и меди в разных фазах, причем для темной фазы они близки к средним содержаниям в смеси, а в светлой фазе

серебро существенно преобладает над медью. Устанавливается сложный непостоянный состав блеклой руды даже в пределах одной фазы, что непосредственно определяется по различной степени поглощения электронов на снимке, полученном на микроанализаторе. Выявляются участки блеклой руды, отличающиеся очень высокими содержаниями серебра и низкими меди, что наводит на предположение о существовании фаз, в которых медь если присутствует, то только в двухвалентной форме, а все одновалентные атомы представлены серебром.

Было проведено систематическое измерение микротвердости проанализированных образцов блеклых руд, результаты которого сведены на графике (рис. 3). Количество отпечатков для каждого образца менялось от 30 до 100 (в среднем около 60), применялась нагрузка 30 г, при которой получались отпечатки оптимального размера без многочисленных трещинок и сколов, свойственных большим нагрузкам. Измерялись обе диагонали отпечатка и обе величины вводились в расчет. По вертикальной оси графиков отложена частота встречаемости в %.

Графики микротвердости показывают значительные колебания модальных значений от 305 до 375 кг/мм², которые увязываются с составом образцов. Особенно характерной оказывается сравнительная

простота графиков распределения для блеклых руд с высокими содержаниями серебра и однофазным строением (сплошные линии). Эти линии близки к кривым нормального распределения с небольшими величинами асимметрии и эксцентрис-

Таблица 3

Содержание меди и серебра в блеклой руде

№ зерна	Серебро, %	Медь, %	№ зерна	Серебро, %	Медь, %
	1	2		1	2
1	14,2	23,1	6	13,4	23,0
2	14,4	22,8	6	14,0	23,3
3	16,6	21,8	6	13,9	23,4
4	18,7	20,2	6	14,4	23,6
5	21,2	17,9	6	14,6	23,1
5	21,9	18,0	6	13,9	23,0
5	19,0	18,6	6	18,0	19,6
5	31,7	6,1	6	16,2	18,3
5	33,1	10,5	6	15,4	22,7
5	17,1	20,1	6	15,3	22,0

Примечание. Определения выполнены Ю. Лаврентьевым (ИГиГ СО АН СССР) в условиях 20 кВ, ув. $\times 400$.

Таблица 4

Состав темной и светлой фаз блеклой руды

Компоненты	Темная фаза		Светлая фаза	
	вес. %	атомные отношения	вес. %	атомные отношения
Ag	21,2	3,5	33,2	5,6
Cu	22,6	6,4	14,6	4,2
Zn	1,2	0,3	1,6	0,4
Fe	5,6	1,8	5,6	1,8
Sb	29,3	4,3	27,0	4,0
S	19,8	11,0	18,0	10,2
Сумма.	99,7	27,3	100,0	26,2

Примечание. Атомные отношения рассчитаны по сумме катионов, приравненной к 12.

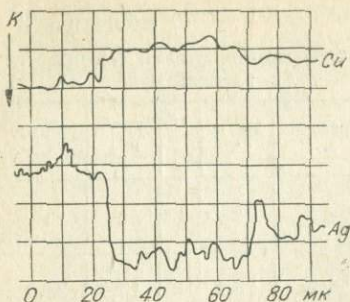


Рис. 2. Содержание серебра и меди в различных фазах блеклой руды (объяснение в тексте).

железа, цинка, ртути, а также мышьяка и сурьмы. По-видимому, часть из них первостепенно влияет на хрупкость минерала, от которой зависит выбор нагрузки при измерении микротвердости и с которой сама величина микротвердости связана сложным соотношением. В нашем случае важно подчеркнуть, что многофазовое строение высокосеребристых блеклых руд подтверждается характером распределения величины микротвердости, который свидетельствует о соизмеримом объеме разных фаз, если им соответствуют отдельные экстремумы на графиках.

Диагностическое и структурное травление блеклых руд дает следующие результаты: наилучший эффект достигается травлением в кашле концентрированной или разбавленной (1 : 1) азотной кислоты, пары ее действуют слабее. Интенсивность радужного окрашивания или побурения зависит не столько от содержания в образцах серебра, сколько от количества железа. При травлении образцов с высокими содержаниями обоих этих элементов (№ 7 и 8, табл. 1) устанавливаются две приблизительно равные по площади разности, образующие причудливые, кружевные выделения различных размеров.

Одна из них окрашивается в бурый, другая в радужный цвета. Все образцы не реагируют с HCl , KOH (40%) и FeCl_3 (25%).

Структурное травление блеклых руд растворами KMnO_4 (конц.) + $\text{KOH} + \text{H}_2\text{O}_2$ (6%) и смесью царской водки со спиртом не дает положительного эффекта. Исключение составил обр. № 6, ко-

ситета. Графики для высокосеребристых блеклых руд с многофазным строением характеризуются многомодальной формой (штриховые линии). Одно из модальных значений ($310-330 \text{ кг/мм}^2$) близко к модальным значениям для части образцов однофазных блеклых руд — $305-330 \text{ кг/мм}^2$.

Большие расхождения данных о микротвердости блеклых руд, приводимых различными авторами, вероятно, связаны с колебаниями в содержании не только серебра и меди, но и других элементов —

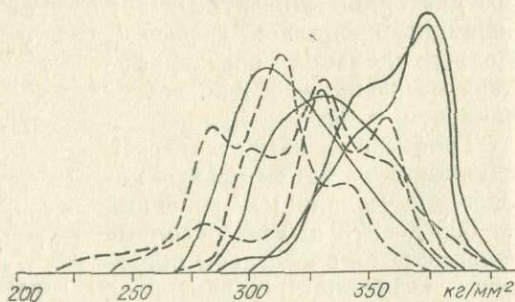


Рис. 3. Графики распределения значений микротвердости. Сплошная линия — однофазные блеклые руды, обр. Кт-14, Р-5, Кт-16, Ч-55; штриховая — многофазные блеклые руды, обр. Э-1025, М-54, Б-37.

торый во втором случае обнаружил зернистое строение. На фоне крупных, сильно протравленных зерен наблюдаются цепочки, сложенные мелкими зернами. В одном крупном выделении было отмечено зональное строение.

В результате светового травления высокосеребристых блеклых руд, особенно при длительном их хранении, появляется тонкая сыпь самородного серебра, распределенная как беспорядочно, так и вдоль трещинок и границ зерен. Светотравление светлой фазы наблюдается непосредственно при применении иммерсионного объектива на микроскопе МИМ-8.

Оптические константы блеклых руд были измерены в оптической лаборатории кафедры петрографии МГУ на установке специальной конструкции по способу, предложенному У. Вустерсом (1958). Показатели преломления (n) и поглощения (κ), а также отражательная способность (R) рассчитаны по главному углу ($\bar{\varphi}$) и главному азимуту ($2\bar{\varphi}$). Физический смысл этих характеристик описан в работах П. Друде (1935), А. Д. Рақчиева и Г. С. Румянцева (1967).

Отражательная способность (R) блеклых руд и другие оптические свойства приведены в табл. 5 и на рис. 4. Кривые дисперсии отражательной способности для всех образцов имеют плавный характер и максимальные значения 30,5—31,5% вне зависимости от содержания серебра в образцах. Некоторым свойственны два максимума при длине волны 550 и 600 мкм. Характером кривых объясняются те неуловимые переходы цветовых оттенков от зеленоватого и даже голубоватого к желтовато-бурому оливковому, которые столь присущи блеклым рудам.

Можно высказать несколько предположений о генезисе высокосеребристых блеклых руд. Фазы различного состава, из которых они состоят, образовались в результате распада твердого раствора

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства блеклых руд

λ , ммк	Номер и место взятия образца											
	Р-9, Раннее			Ч-55, Чочымбал			Б-Д, Безымьянное			М-70, Мангазейка		
	n	κ	$R, \%$	n	κ	$R, \%$	n	κ	$R, \%$	n	κ	$R, \%$
691	3,27	0,04	28,4	3,28	0,07	28,8	3,28	0,10	28,7	3,13	0,07	26,5
670	3,29	0,06	28,8	3,30	0,09	28,9	3,30	0,14	29,5	3,19	0,09	27,3
640	3,36	0,08	29,4	3,32	0,12	29,5	3,33	0,16	30,1	3,25	0,10	28,1
608	3,42	0,11	30,8	3,33	0,15	29,9	3,33	0,18	30,3	3,32	0,15	29,8
579	3,38	0,15	30,6	3,35	0,17	30,4	3,32	0,21	30,7	3,32	0,20	30,5
546	3,43	0,20	31,8	3,30	0,21	30,4	3,29	0,25	31,0	3,25	0,23	30,2
527	3,35	0,23	31,4	3,25	0,24	30,4	3,25	0,28	31,2	3,19	0,27	30,3
496	3,26	0,25	30,7	3,18	0,27	30,2	3,18	0,32	31,3	3,09	0,30	29,8
472	3,19	0,28	30,5	3,11	0,30	30,0	3,10	0,35	31,1	2,96	0,33	28,8
450	3,14	0,31	30,6	3,04	0,33	29,9	2,96	0,39	30,4	2,92	0,34	28,6

Примечание. Константы определены по методике А. Д. Рақчиева и Г. С. Румянцева (1967). λ — длина волны.

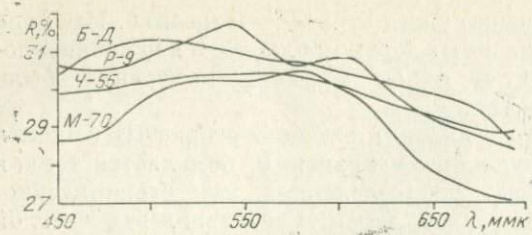


Рис. 4. Дисперсия отражательной способности блеклых руд.

ще понять особенности строения блеклых руд, если считать что вторая светлая фаза является продуктом диффузионного обмена первой малосеребристой фазы с поздней фракцией раствора, последовательно обогащающегося серебром. В дальнейшем из него кристаллизовались миаргирит и пираргирит. Поэтому состав второй фазы может значительно колебаться в зависимости от того, насколько длительно и интенсивно совершался этот процесс. Одним из его следствий, по-видимому, является эмульсионная вкрапленность халькопирита, появляющаяся при вытеснении меди серебром.

Таким образом, нами установлен прерывистый, ступенчатый характер смесимости для минералов группы блеклых руд в отношении меди и серебра. Количественно оценена зависимость a_0 от состава в сурьмяных блеклых рудах с относительно низкими содержаниями серебра и предложена формула для их определения. Очевидно, аналогичная зависимость с меньшими абсолютными значениями a_0 будет иметь место для теннантитов. Предполагается, что второй отрезок прерывистого изоморфного ряда имеет место при содержаниях серебра от 21 до 26%, и предел смесимости в этом случае может соответствовать замещению серебром всех одновалентных атомов в четверной координации.

Установлено многофазное строение высокосеребристых блеклых руд, для обеих фаз определены характерные свойства и установлен состав. Наличие многофазности и неоднородностей состава подтверждается и исследованиями микротвердости и травления.

При дальнейшем изучении блеклых руд будет поставлена задача: уточнить характер зависимости состав—структура и пределы изоморфизма как на природных образцах, так и в условиях синтеза; уточнить составы фаз высокосеребристых блеклых руд, которые по существу можно рассматривать как самостоятельные минералы; исследовать парагенетические особенности блеклых руд различного состава и их связь с рудными формациями и минеральными типами месторождений.

С целью уточнения номенклатуры блеклых руд в дальнейшем предлагается применять термин фрейбергит только к разновидностям существенно сурьмяных блеклых руд с содержаниями серебра не ниже 13—14 вес. %.

с содержанием серебра, равным валовому его содержанию в смеси. Однако форма выделенной светлой фазы, ее приуроченность к границам агрегатов и к прожилкам более поздних серебряных минералов и галенита трудно объяснимы с этих позиций. Очевидно, про-

- Белов Н. В. О структуре блеклых руд.—«Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та», 1965, вып. 1, № 19.
- Вустер У. Практическое руководство по кристаллофизике. М., ИЛ, 1958.
- Друде П. Оптика. ОНТИ, 1935.
- Индолев Л. Н. Серебро в сульфидных месторождениях Северо-Востока Якутии.—«Геол. и геофиз.», 1966, № 7.
- Лазаренко Е. К. О блеклых рудах.— «Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1965, № 10.
- Минералы. Справочник. Под ред. Ф. В. Чухрова. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Поваренных А. С. Основные черты кристаллохимии минералов меди и серебра.— В кн: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967.
- Ракчев А. Д., Румянцев Г. С. О зависимости оптических свойств минералов от их состава в изоморфном ряду магнетит — яковсит.— «Геология рудных местор.», 1967, № 4.
- Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., 1962.
- Тимофеевский Д. А. О первой находке в СССР фрейбергита с высоким содержанием серебра.—«Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 6.
- Bernard J., Nak J. «Casop. pro mineral. a geol.», 1960, SV. 5, № 1.

Л. Н. ИНДОЛЕВ, | Г. Г. НЕВОЙСА |, З. Ф. ПАРИНОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СУЛЬФОАНТИМОНИТАХ СВИНЦА И СЕРЕБРА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

В 1965 г. авторами были описаны серебро-свинцовые сульфоантимониты из Мангазейского месторождения в Западном Верхоянье (Индолев и др., 1965). Небольшое количество материала не позволило тогда детально изучить химический состав этих минералов. Это было выполнено после полевых исследований на Мангазейском и Безымянном месторождениях в 1966 г. Было проанализировано несколько образцов блеклых руд (см. статью в настоящем сборнике), 4 образца овихита, 3 образца диафорита и 1 образец пираргирита.

Материал для анализов отбирался преимущественно из монокристаллов диафорита и пираргирита, выросших на щетки мангансидерита или на стенки мелких пустот в кварц-овихитовом агрегате. Раздробленные и просеянные пробы отбирались под биноклем, а чистота материала затем контролировалась в брикет-аншлифах, а также в аншлифах из самих руд. После контроля были оставлены лишь наиболее чистые пробы, содержание меха-

Компо- ненты	1				2				3	
	а	б	в	г	а	б	в	г	а	б
Ag	5,05	6,40	1,50	1,99	6,24	6,41	1,50	1,98	6,48	6,71
Cu	0,16	0,20	0,08	0,10	0,20	0,20	0,08	0,10	0,23	0,23
Pb	35,33	44,99	5,52	7,28	44,48	45,66	5,56	7,35	43,26	44,82
Sb	23,52	29,99	6,21	8,20	28,05	28,79	5,97	7,90	28,01	29,02
As	0,28	—	—	—	He опр.	—	—	—	He опр.	—
Bi	He опр.	—	—	—	0,02	0,02	—	—	0,03	0,03
Fe	0,58	—	—	—	0,75	—	—	—	0,61	—
S	15,11	18,42	14,69	19,43	19,28	18,92	14,89	19,67	19,22	19,19
п. о.	18,65	—	—	—	0,70	—	—	—	1,30	—
Сумма .	98,68				99,72				99,14	
Уд. вес					6,37					

Примечания. 1—5 — овихиты: 1 — обр. Б-7, Безымянное место
6 — пираргирит, Безымянное месторождение. «а» — содержание компонентов, вес. %;
пересчитанное на 100%; «в» — атомные отношения овихита из расчета 28 атомов в теоретическом
Аналитик З. Ф. Царинова (Институт геологии ЯФ СО АН СССР).

нических примесей химически родственных минералов в которых не могло вызвать ошибки, превышающие погрешность химического анализа. Овихит извлекался из мелкозернистого овихит-кварцевого агрегата, содержащего также пирит и арсенопирит и несущественное количество блеклой руды, галенита и диафорита. При пересчете учитывались пирит и кварц (нерастворимый остаток), мышьяк связывался с эквивалентным количеством железа и серы (анализ 1).

Образцы 2—5 для анализов отобраны из жилы Михайловской Мангазейского месторождения. Парагенезис и форма выделения овихита подробно описаны ранее. Овихит-кварцевая ассоциация здесь обособлена в виде полос вдоль зальбандов жилы, центральная часть которой состоит из темно-бурого сфалерита, галенита и мангансидерита. Все минералы пересечены тонкими прожилками красного сфалерита с примесью блеклой руды поздней генерации, халькопирита и карбоната.

Образец Б-7 отобран из жилы № 4 Безымянного месторождения, которая отличается от жил Мангазейки меньшим развитием сфалерита и галенита и преобладанием сульфосолей серебра. Характер выделений овихита в обоих месторождениях близок.

овихитов и пираргирита

		4				5				6	
в	г	а	б	в	г	а	б	в	г	а	б
1,56	2,06	6,70	6,21	1,57	2,08	7,36	7,35	1,68	2,23	59,02	59,40
0,09	0,12	0,16	0,16	0,06	0,08	Не опр.	—			Не опр.	
5,41	7,15	43,72	45,17	5,51	7,29	44,06	43,96	5,24	6,93	1,21	—
5,96	7,88	28,27	29,21	6,07	8,01	29,08	29,02	5,90	7,79	22,33	22,48
—	—	Не опр.	—	—	—	Не опр.	—	—	—	0,43	0,33
—	—	0,013	0,01	—	—	Не опр.	—	—	—	Не опр.	—
—	—	0,72	—	—	—	Не опр.	—	—	—	0,15	—
14,98	19,79	18,97	18,75	14,79	19,54	19,70	19,67	15,18	20,05	17,85	17,79
		1,30	—			Не опр.	—			Не обн.	
		99,63				100,20				100,99	
						6,24				5,88	

рождение, 2—5 — обр. М-34, М-37, М-38, И-65, Мангазейское месторождение; «б» — то же, за вычетом пирита, арсенипирита и кварца, для пираргирита — галенита, тической формуле, «г» — то же, из расчета 37 атомов.

Химические анализы большинства образцов отвечают всем требованиям. В анализе 1 несколько заниженная сумма компонентов связана с погрешностями определений, так как спектральный анализ этого образца указывает на отсутствие существенных количеств каких-либо неучтенных элементов.

Анализы овихитов (табл. 1) показывают постоянное присутствие небольших, но устойчивых содержаний меди, которую мы условно рассматриваем как изоморфную примесь к серебру, хотя под микроскопом иногда отмечаются мелкие выделения халькопирита и блеклых руд. Одинаковые количества меди (0,16—0,23%) фиксируются полуколичественным спектральным анализом нескольких проб овихита.

Мышьяк анализировался в одном образце, в других он титровался вместе с сурьмой. Спектральный анализ также показал его присутствие в двух образцах (0,3—1%), но отсутствие в обр. М-29 из Мангазейки. Это позволяет допустить, что все его количество связано с механической примесью арсенипирита, тем более что в анализе имеется избыток железа по отношению к мышьяку, который вычитался как пирит.

Характерны малые содержания висмута, который с большой долей вероятности следует считать изоморфным к сурьме, так как

собственных его минералов в этих месторождениях не отмечается.

Наибольший интерес представляют содержания серебра, заметно более низкие по сравнению с теоретическими для овихита — 8,80%. Отклонения в среднем на 2,2% не могут быть связаны с ошибкой анализа, потому что другие минералы серебра, проанализированные одновременно с овихитами, дают хорошую сходимость с теоретическим содержанием основных компонентов. Не может это быть вызвано также механической примесью галенита, так как согласно проведенным расчетам, уменьшение содержания серебра не соответствует сравнительно невысокому увеличению содержания свинца. Кроме того, количество галенита, необходимое для «разбавления» овихита в отношении серебра (25%), не могло быть пропущено при микроскопическом контроле чистоты проб.

Внимательно была рассмотрена возможность загрязнения овихита сульфоантимонитами свинца, особенно теми, которые имеют близкое к овихиту соотношение $PbS : Sb_2S_3$, равное двум. Для каждого из минералов этой группы были найдены сильные линии дебаеграмм, которые отличались от линий овихита. На дебаеграммах наших образцов установлено отсутствие этих линий: 1,914, 1,197 — для менегинита, 1,830, 1,765 — для геокронита, 3,71 — для буланжерита, 3,42, 2,72 — для джемсонита, 2,97 — для семсейита, 1,307—1,228—для плагионита, 3,418, 1,891 — для гетероморфита. Исключение составляет фюльпшит, который по основным линиям очень близок к овихиту (Михеев, 1957), но, по другим данным («Минералы», т. 1, 1960), его основная линия (3,86) отсутствует у нас.

Близкие данные измерения микротвердости нескольких образцов овихита (92,6; 96,0; 106,8 кг/мм² при общем разбросе значений от 76,5 до 109, 5 кг/мм²), оптическая однородность агрегата и однородность травления его в кислотах позволяют сделать заключение о его мономинеральном составе.

Исходя из этого, мы присоединяемся к точке зрения Д. А. Тимофеевского (1967), который установил бедный серебром овихит в Дарасунском рудном районе и сопоставил его со слабо изученным сульфоантимонитом свинца и серебра из боливийского месторождения Колькечака. Так же, как в образцах Д. А. Тимофеевского, соотношение $(Ag_2, Pb)S : Sb_2S_3$ в малосеребристых овихитах Западного Верхоянья остается равным 2 с небольшими колебаниями от 1,97 до 2,12, а стабильность содержаний серебра и свинца в различных образцах более высокая. Пересчеты данных химических анализов на формулу овихита $Ag_2Pb_3Sb_6S_{15}$ с 28 атомами и на теоретическую формулу, предложенную для боливийского сульфоантимонита, — $Ag_2Pb_7Sb_5S_{20}$ («Минералы», т. 1, 1960) показывают, что отклонения от стехиометрических значений меньше во втором случае (см. табл. 1, колонки «в» и «г»).

Дебаеграммы различных образцов овихита приводились нами ранее (Индолев, 1964; Индолев и др., 1965). Эти и новые данные рентгенометрии показывают близость всех образцов между собой

и сходство с типовыми дебаграммами овихиита. Отмечаются некоторые колебания значений d/n для главных линий и уменьшение межплоскостных расстояний для образцов с повышенной микротвердостью, которая, согласно исследованиям Д. А. Тимофеевского, отвечает малосеребристым разновидностям овихиита. Минимальные межплоскостные расстояния свойственны овихииту из Верхне-Менкеченского месторождения с средним значением микротвердости около 150 кг/мм^2 (Индолев, 1964). Образцы западноверхоянских овихиитов с пониженными содержаниями серебра также соответствуют рентгенометрически аналогичным разновидностям из Забайкалья.

В табл. 1 приведены данные анализа пираргирита из жилы № 5 Безымянного месторождения, где он находится в ассоциации с мангансидеритом и диафоритом и развивается по последнему. Атомные отношения, полученные после исключения примесей галенита, с которым связан свинец, и арсенопирита, в который входят железо и мышьяк (однако под микроскопом примесь арсенопирита не обнаружена), близки к теоретическим и равны: $\text{Ag}_{2,99}(\text{Sb}_{1,00}\text{As}_{0,02})\text{S}_{2,99}$. Небольшой избыток мышьяка по отношению к железу в нормативном арсенопирите рассматривается как изоморфная примесь к сурьме. Удельный вес этого образца равен $5,88 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$. Микротвердость по 9 отпечаткам в среднем составляет 110 кг/мм^2 при средних значениях по разным диагоналям 94 и 133 кг/мм^2 и коэффициенте анизотропии $1,5$. Другие образцы пираргирита из той же жилы показывают средние значения микротвердости $91, 125, 125, 135 \text{ кг/мм}^2$ (нагрузка 20 г , число отпечатков $10-15$).

Образец Б-Ст диафорита (табл. 2) происходит из жилы № 5 Безымянного месторождения, где этот минерал образует линзовидные выделения и каемки на кристаллах мангансидерита и блеклой руды, а также кристаллы в пустотках среди овихиит-кварцевого агрегата. Судя по этому, основная масса диафорита кристаллизовалась позднее овихиита. В свою очередь диафорит обрастает или пересекается миаргиритом и пираргиритом и содержит местами их вростки.

На Мангазейском месторождении (обр. М-38, М-38д) диафорит почти не образует самостоятельных выделений, а тесно сростается с галенитом. Взаимоотношения его с овихиитом остаются теми же.

Химические анализы образцов диафорита (см. табл. 2) вполне удовлетворяют формуле $\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$. В анализах 1 и 2, выполненных в разных лабораториях, но из одного и того же месторождения, показателен незначительный дефицит свинца. Механическими примесями других минералов этого объяснить не удастся — пираргирит и миаргирит должны были бы вызвать одновременное возрастание содержания серебра, а присутствие блеклой руды сказалось бы на содержании меди. Характерно при этом, что Безымянное месторождение отличается слабым развитием галенита в рудах.

Химический состав диафоритов

Компо- ненты	1			2		3			4		
	а	б	в	б	в	а	б	в	а	б	в
Ag	24,00	24,14	3,01	24,69	3,05	23,30	23,10	2,91	23,50	24,07	3,05
Cu	0,10	0,10	0,02	He обн.	—	0,15	0,15	0,03	0,26	0,27	0,05
Pb	28,39	28,56	1,86	27,68	1,78	30,34	30,10	1,99	30,31	31,06	2,04
Sb	27,52	27,68	3,02	28,08	3,07	27,88	27,63	3,06	25,37	25,82	2,90
As	0,47	0,47	0,08	He обн.	—	0,47	0,45	0,08	He опр.	—	—
Bi	He опр.	—	—	He обн.	—	He опр.	—	—	0,011	0,01	—
Fe	0,07	—	—	—	—	He обн.	—	—	0,50	—	—
S	19,04	19,05	8,01	19,55	8,10	18,76	18,57	7,93	19,00	18,77	7,96
п. о.	He обн.	—	—	—	—	He обн.	—	—	0,57	—	—
Сумма .	99,59					100,90			99,52		
Уд. вес	6,03					6,05			—		

Примечание. 1 — обр. Б-Ст, Безымянное месторождение, 2 — обр. С. С. Смирнова (1962), пересчет авторов, Безымянное, 3, 4 — обр. М-38, М-38д, Мангазейское месторождение. В колонке «а» — содержание компонентов, вес. %; «б» — то же, за вычетом пирита и кварца, пересчитанные на 100%; «в» — атомные отношения из расчета 16 атомов в теоретической формуле. Аналитик З. Ф. Паринава (Институт геологии ИФ СО АН СССР); анализ 2 выполнен О. Н. Книпович (1934 г.).

Мышьяк, в отличие от овихнита, здесь не может быть связан целиком с арсенопиритом, так как чистота проб исключает его присутствие в сколько-нибудь заметных количествах, к тому же анализы 1 и 3 практически не показывают наличия железа. Поэтому можно считать мышьяк входящим в состав самого диафорита. То же относится к меди. вероятно, изоморфно замещающей серебро.

Таблица 3

Микротвердость диафорита

№ образца	Нагруз-ка, г	Число отпечатков	Значения микротвердости, кг/мм ²		
			мини-мальное	макси-мальное	среднее
Б-7	50	14	158	249	208
Б-16	50	10	221	283	251
Б-Ст	50	10	203	283	236
Б-1	50	5	191	227	204
Б-4	100	8	170	228	191
Б-9	50	5	197	221	204

Примечание. Измерения сделаны Ю. Я. Ждановым на приборе ПМТ-3.

Дополнительно были проведены измерения микротвердости диафоритов из Безымянного месторождения, которые показали устойчивые средние значения для поликристаллических полисинтетически сдвойникованных агрегатов, хотя общий диапазон колебаний отдельных измерений достигает 125 кг/мм² (158—283 кг/мм²) (табл. 3).

Величину микротвердости диафорита можно принять близ-

кую к 200 кг/мм^2 , что соответствует микротвердости ранее изученных образцов из других районов (Индолев, 1962).

Как известно, диафорит имеет много общих свойств с другим серебро-свинцовым сульфоантимонитом — фрейслебенитом. Если принять во внимание величину микротвердости для фрейслебенита, приведенную С. И. Лебедевой (1963) и равную $85-140 \text{ кг/мм}^2$, то эта характеристика, при условии надежности определения фрейслебенита, может стать главным признаком их отличия.

ЛИТЕРАТУРА

- Индолев Л. Н. Первая находка диафорита в СССР.—«Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 6.
- Индолев Л. Н. Овихит из месторождений Южного Верхоянья.—«Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 6.
- Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Парина З. Ф. Новые находки серебряных сульфосоев в месторождениях Северо-Восточной Якутии.— В кн.: Геология оловородных и полиметаллических месторождений Якутии. М., «Наука», 1965.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Минералы. Справочник. Под ред. Ф. В. Чухрова. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тимофеевский Д. А. О сульфоантимонитах свинца и серебра группы овихита месторождений Восточного Забайкалья.—«Зап. Всес. минералог. об-ва», 1967, ч. 96, вып. 1.

Г. Н. ГАМЯНИН

ПЕРВАЯ НАХОДКА САМОРОДНОЙ СУРЬМЫ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Самородная сурьма относится к числу редко встречающихся минералов, не образующих сколько-нибудь заметных скоплений за исключением крупного месторождения в Финляндии (Pääkkönen, 1966). По данным П. Рамдора (1962), она отмечалась в Чехословакии (Пршибрам, Яхимов), ФРГ (Андреасберг), в Австралии. В Советском Союзе самородная сурьма в небольших количествах обнаружена в месторождениях Кулуджун (Казахская ССР), Цескское (Грузинская ССР; «Минералы», т. 1, 1960), на Рудном Алтае (Юдин, 1966). Для Северо-Востока СССР самородная сурьма описывается впервые, хотя на ее присутствие в одном из рудопроявлений Верхне-Урултинского района указывал И. В. Демин (1949).

Самородная сурьма обнаружена в кварц-сульфидных жилах экзоконтакта Тобычанского гранитоидного массива. Массив расположен на левобережье верховьев рч. Эльга, левого притока Индигирки, и сложен порфирированными биотитовыми гранитами, постепенно переходящими у контакта с песчано-сланцевыми породами в гранодиориты. Контакты массива с вмещающими породами четкие. Углы падения контакта пологие — $30-40^\circ$, в результате чего массив окружен широкой зоной контактово-метаморфизованных пород — вначале биотитовыми и биотит-кордиеритовыми и далее кордиерит-серицитовыми и серицит-хлоритовыми роговиками. На биотитовые роговики и эндоконтактовую зону гранодиоритов наложена пневматолитовая минерализация с развитием турмалина и мусковита. В одном из таких участков экзоконтакта в 200 м от гранодиоритов и обнаружены кварц-сульфидные жилы с самородной сурьмой. Протяженность жил, судя по развалам, доходит до 60 м; мощность не превышает 40 см. Жилы сложены в основном кварцем с небольшой примесью реликтовых минералов — мусковита, хлорита, в единичных случаях турмалина. Рудные минералы в количестве до 10—15% наблюдаются среди кварца в виде различных по форме и величине (до 3 см) гнездообразных выделений, локализующихся преимущественно в призальбандовых частях жил. Основную роль среди них играет самородная сурьма. Совместно с ней присутствуют другие сурьмяные минералы — антимонит, в меньшем количестве бертьерит и очень редко гудмундит. Присутствие последнего в ассоциации с самородной сурьмой весьма интересно, так как на территории СССР лишь в одной из двух известных находок этого минерала (Маркова, 1962; Вершковская, Лебедева, 1968) они встречаются совместно. Помимо минералов сурьмы в жилах находится пирротин и арсенипирит. Рассмотрим некоторые физические свойства самородной сурьмы, а также бертьерита и гудмундита, которые относятся к числу мало распространенных и трудно диагностируемых минералов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА САМОРОДНОЙ СУРЬМЫ

Самородная сурьма образует выделения, сильно варьирующие по своим размерам — от сотых долей миллиметра до 4 мм (в среднем 0,2—0,3 мм), при размере отдельных зерен 0,05—0,1 мм. Большинство зерен сурьмы сдвойничено. Двойники обычно полисинтетические, нередко встречаются системы двойников, взаимопересекающихся под углом $30-45^\circ$.

Во всех руководствах по определению рудных минералов под микроскопом отмечается чисто белый цвет сурьмы. Это действительно так, если сравнивать ее с такими ясно окрашенными минералами, как пирротин, бертьерит, гудмундит. Но в ассоциации с антимонитом она приобретает слабый кремовый оттенок, который наиболее отчетливо наблюдается в положении минимального отражения зерен, особенно в иммерсии.

Отражательная способность минералов сурьмы

Длина волны, ммк	Самородная сурьма			Бертьерит		
	min	max	ΔR	min	max	ΔR
465	71,5	74,4	2,9	27,9	38,7	10,8
481	71,2	74,3	3,1	29,7	40,6	10,9
517	70,6	73,6	3,0	30,0	39,3	9,3
559	69,6	73,5	3,9	31,6	38,8	7,2
592	69,9	73,1	3,2	32,7	40,0	7,3
629	67,7	72,0	4,3	33,3	39,5	6,2
666	66,1	71,0	4,9	32,9	38,7	5,8
690	65,0	70,6	5,6	32,7	38,2	5,5

В справочной литературе приводятся неполные и весьма противоречивые данные об отражательной способности сурьмы. П. Рамдором (1962), С. А. Юшко (1949), в справочнике «Минералы» (1960) и др. приводятся данные Фолинсби, по которым ее отражательная способность равна для зеленых лучей 67,5%, для оранжевых — 58, для красных — 55% (в воздухе). По данным И. М. Юдина (1966), она значительно выше (около 86%). При этом кривые отражательной способности идут почти горизонтально с незначительным подъемом в желто-зеленой области спектра. Измерение отражательной способности проводилось нами на приборе ФМЭ-1 в ИГЕМ АН СССР на монозернах размером не менее 0,1 мм. Отсчеты снимались в положении минимального и максимального отражения, что давало возможность произвести количественную оценку величины двуотражения. Полученные данные, промежуточные между крайними значениями, приводимыми разными авторами, очень близки к данным, опубликованным С. Бови и Э. К. Тэйлором (1959), которые также отмечают у сурьмы наличие двуотражения. Данные показывают (табл. 1, рис. 1), что кривые дисперсии отражательной способности сурьмы не имеют сходства с кривыми, приводимыми И. М. Юдиным, и характеризуются последовательным снижением отражательной способности к $\lambda=690$ ммк. В то же время величина двуотражения (ΔR) постепенно

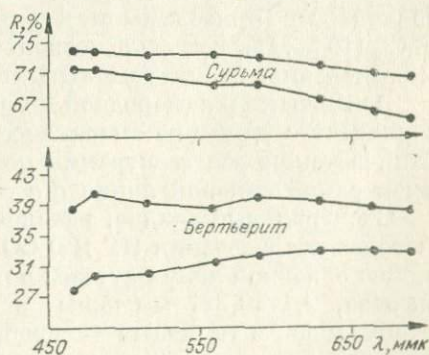


Рис. 1. Характер кривых дисперсии отражательной способности самородной сурьмы и бертьерита.

Микротвердость минералов сурьмы, кг/мм²

Минерал	H_{\min}	H_{\max}	$H_{\text{ср}_1}$	$H_{\text{ср}_2}$	K_H
Самородная сурьма	92,8	49,0	89,3	55,3	1,61
Гудмундит	594,1	512,5	580,0	531,4	1,10
Бертьерит	181,9	150,8	166,3	160,1	1,04

увеличивается к красной области спектра от 2,9 ($\lambda=465$ мкм) до 5,6 ($\lambda=690$ мкм).

Микротвердость самородной сурьмы замерялась на приборе ПМТ-3 по методике С. И. Лебедевой (1963) при нагрузке 20 г на тех же зернах, с которых снимались характеристики отражательной способности. Полученные результаты (табл. 2) отличаются меньшими значениями величин микротвердости по сравнению с приводимыми в литературе. По данным С. И. Лебедевой (1963), средняя микротвердость минерала равна 119 кг/мм², по С. У. Бови и К. Тейлору (1959) — 89 кг/мм², по нашим — 72,3 кг/мм². Для описываемой самородной сурьмы резче выражена анизотропия первого рода; коэффициент анизотропии $K_H = 1,61$ (по данным С. И. Лебедевой — 1,21). При этом в направлении, параллельном спайности, микротвердость наибольшая (89 кг/мм²), в поперечном — наименьшая (55 кг/мм²). При получении отпечатка в положении 45° к спайности отмечалось появление линзовидных, кулисообразно расположенных двойников давления. Отпечатки, получаемые в этом положении, имели выпукло-вогнутые стороны и равные диагонали. Микротвердость в данном направлении 67,7 кг/мм².

Отношение сурьмы к реактивам диагностического травления совпадает с приводимыми в справочной литературе. Действие FeCl_3 (10—20%) в течение нескольких минут приводит, кроме того, к выявлению структуры агрегатов самородной сурьмы.

Дебаеграмма самородной сурьмы (табл. 3) довольно точно совпадает с данными американской картотеки ASTM (1961) и отличается от рентгенограммы по В. И. Михееву (1957) присутствием самой сильной линии $d/n - 3,10$.

Спектральный анализ, выполненный в лаборатории физических методов исследования ИГ ЯФ СО АН СССР Г. А. Гладышевской, кроме основной линии сурьмы показывает наличие в ней 0,1—1% железа, 0,1—0,3% мышьяка, в сотых долях процента присутствует медь, в тысячных — серебро, свинец, олово. Значительная примесь в самородной сурьме железа и мышьяка связана с загрязнением пробы арсенопиритом, пирротинном и бертьеритом, находящимися в тесных сростаниях с сурьмой.

Рентгенометрическое определение минералов сурьмы

Самородная сурьма				Бертьерит				Гудмундит				Валентинит			
обр. 289		ASTM		обр. 289		В. И. Михеев		обр. 289		L. Zak		обр. 289		ASTM	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
23,75	25	3,3753		15,03		—		13,17		—		34,62	17	4,57	
2	—	4	3,358	34,36		64,30		22,93		12,931		73,47	25	3,49	
33,40		—		43,62		93,62		42,80		32,791		—	20	3,17	
13,35		—		33,54		—		12,66		12,670		10	3,137	100	3,142
23,20		—		43,35		63,35		12,62		12,625		2	3,10	75	3,118
103,10	100	3,109		63,18		93,16		102,526		92,532		—	9	2,73	
32,46		—		63,03		63,01		32,187		22,195		—	9	2,71	
82,238	70	2,248		72,86		92,83		81,906		71,910		12,63	13	2,65	
72,139	56	2,152		102,61		102,60		11,872		—		22,56		—	
21,919	12	1,929		42,52		62,51		21,834		21,836		32,45	9	2,45	
31,866	35	1,878		32,26		42,23		21,770		21,772		—	3	2,37	
51,760	26	1,770		12,21		—		51,708		41,711		22,26	3	2,27	
21,705		—		32,163		62,155		—		11,699		—	5	2,204	
11,678		—		22,09		—		21,610		51,616		—	3	2,107	
51,546	15	1,555		72,047		62,035		—		11,580		22,048	9	2,046	
21,470	13	1,479		32,003		71,99		31,452		51,460		21,975	5	1,971	
—	12	1,437		31,910		61,900		61,402		71,409		51,925	11	1,929	
61,406	63	1,416		51,877		81,870		—		21,365		—	3	1,888	
61,359	67	1,368		11,843		—		—		21,340		—	5	1,836	
21,313	30	1,318		21,773		61,785		31,278		41,282		—	5	1,818	
41,259	40	1,261		11,754		61,760		11,104		—		71,797	20	1,805	
—	25	1,252		41,688		41,690		11,075		—		41,676	9	1,675	
31,237	30	1,243		—		41,660		—		—		—	7	1,666	
31,211	11	1,219		31,591		61,585		—		—		—	3	1,624	
—	12	1,195		21,524		—		—		21,598		—	3	1,601	
31,188	5	1,180		31,503		21,495		—		31,567		—	7	1,572	
—	12	1,143		21,419		41,415		—		—		—	9	1,558	
—	35	1,0829		11,372		41,365		—		31,519		—	11	1,523	
—	15	1,0792		21,340		31,335		—		—		—	9	1,520	
31,076	12	1,0768		21,319		21,138		—		—		—	3	1,488	
—	16	1,0609		21,293		—		—		11,472		—	5	1,470	
31,055		—		—		31,255		—		—		—	3	1,417	
41,034	17	1,0369		31,197		—		—		11,402		—	5	1,401	
31,014	27	1,0177		31,174		—		—		—		—	5	1,394	
—	25	0,9966		31,083		71,079		—		—		—	5	1,369	
—	24	0,99882		41,064		71,059		—		—		—	3	1,352	
—	15	0,99713		—		51,045		—		—		—	1	1,334	
												—	1	1,327	
												31,318	5	1,316	
												21,227		—	
												41,179		—	
												31,042		—	

Примечания. Условия съемки: 35 кВ; 12—14 А; Fe — антикатод; камера РКД D-57,3; $d_{обр} = 0,2$ мм.

Взаимоотношения самородной сурьмы с различными рудными минералами позволяют довольно определенно судить о ее месте в процессе минералообразования. Наиболее ранний минерал в рассматриваемом рудопроявлении — арсенопирит, образующий обособленные ромбовидные зерна и их агрегаты размером до 1 мм. Сурьма обычно окаймляет его зерна и выполняет интерстиции между агрегатами. Следов коррозии при этом не отмечается. В агрегатах арсенопирит обычно содержит включения сурьмы (рис. 2), а в обособленных зернах вкрапленность ее более редкая, преимущественно овальной формы. На контакте арсенопирита с крупными выделениями сурьмы максимальное количество последней приурочено к периферическим частям его зерен, хотя кайма, непосредственно примыкающая к сурьме, свободна от ее включений. В этом случае несколько меняется и форма вкрапленности сурьмы. Наряду с овальной появляется в большом количестве неправильная, реже пластинчатая. Прожилки или просечки самородной сурьмы нигде в арсенопирите не отмечались.

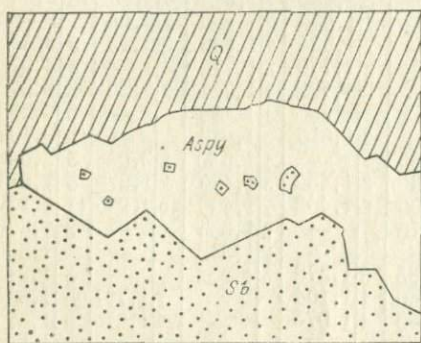


Рис. 2. Включения самородной сурьмы (Sb) в арсенопирите (Aspy). Q — кварц. Перерисовка фото аншлифа, увел. 300.

Несмотря на наличие в рудах значительного количества пирротина непосредственных контактов его с самородной сурьмой не обнаружено, так как пирротин обычно окружен

каймой бертьерита, реже гудмундита. Полоски гудмундита на границе пирротин — сурьма очень узкие (сотые доли миллиметра), тогда как бертьерит образует каймы шириной до первых десятых миллиметра. Иногда эти каймы переходят в агрегат тесно сросшихся бертьерита и сурьмы, очень характерный для руд. Среди выделений сурьмы присутствуют пластинчатые и овальные включения гудмундита и бертьерита (Приложение, фото 51), содержащие иногда идиоморфные зерна пирротина. В агрегатах бертьерита обычна мелкая изометрично-округлая вкрапленность сурьмы (Приложение, фото 52).

Очень редки непосредственные контакты сурьмы и антимонита, так как в большинстве случаев между ними наблюдаются окислы сурьмы. Бросается в глаза положение окислов по отношению к сурьме. В одних случаях это буро-красные землистые массы кермезита, замещающие сурьму с периферических частей агрегатов, вдоль микротрещин и по спайности, а также по контактам с другими минералами. В другом случае — серовато-белые, серовато-желтые пластинчатые агрегаты, располагающиеся только

по периферии ее зерен. По данным рентгенометрических определений, эти окислы представлены валентинитом (см. табл. 3). В отличие от кермезита границы валентинита и сурьмы ровные и валентинит не содержит ее реликтов, а по валентиниту развиваются веерообразные агрегаты антимонита (Приложение, фото 53). В тех случаях, когда отмечаются контакты антимонита с сурьмой, антимонит обычно обрывает сурьму и границы между ними имеют коррозионный характер (Приложение, фото 54). В антимоните в таких случаях постоянно присутствуют мелкие с неровными краями реликты сурьмы, количество которой возрастает близ контакта с антимонитом. Корродирующее воздействие антимонита наблюдается не только по отношению к сурьме, но и к гудмундиту, бертьериту и пирротину. В этих минералах отмечаются также микропросечки антимонита. Интересно, что при коррозии антимонитом пирротина появляются мелкозернистые агрегаты пирита, псевдоморфно развивающиеся по пирротину.

Таким образом, взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что отложение антимонита происходило позже всех минералов сурьмы, с которыми антимонит не образует равновесных ассоциаций. Поэтому в данном случае применить диаграмму А. Г. Бетехтина (1950), отражающую парагенезис минералов в системе Fe—Sb—S не представляется возможным. Согласно этой диаграмме, в описываемых рудах должны были бы существовать следующие устойчивые парагенезисы: пирротин+гудмундит+пирит; гудмундит+пирит+бертьерит; бертьерит+гудмундит+антимонит; гудмундит+антимонит+самородная сурьма. Нами таких устойчивых ассоциаций не отмечается. Напротив, выделяются такие ассоциации, которые, согласно диаграмме А. Г. Бетехтина, не должны были бы существовать — пирротин — гудмундит — бертьерит, бертьерит — гудмундит — самородная сурьма. Пирит и антимонит находятся с выделенными ассоциациями в неравновесном состоянии и при совместном нахождении производят на них корродирующее действие.

Применительно к ассоциациям, выделяемым в рудах описываемого рудопроявления, эта диаграмма будет иметь несколько иной вид (рис. 3), объясняющий возникновение имеющих ассоциаций. А именно: в условиях высокой концентрации в растворах сурьмы и низкого потенциала серы вначале выделяется самородная сурьма и арсенопирит. В дальнейшем, по мере увеличения в растворе потенциала серы, в связи с по-

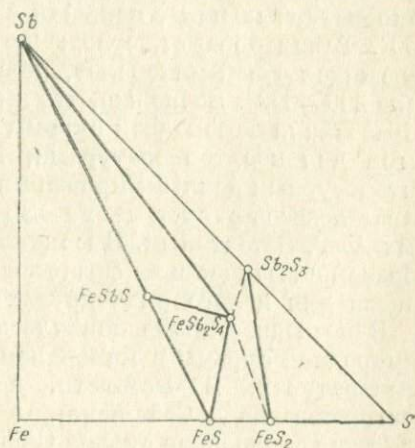
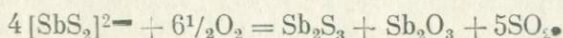
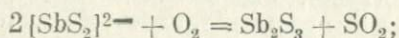


Рис. 3. Диаграмма состав — парагенезис в системе Fe—Sb—S.

нижением его температуры и главным образом возрастанием его щелочности (Бетехтин, 1955; Коржинский, 1966), начинается связывание железа и комплексного соединения (Лисецкая, 1954) $[\text{SbS}_2]^{2-}$ с образованием гудмундита в ассоциации с самородной сурьмой и пирротинном, а затем железа и $[\text{SbS}_2]^-$ с присоединением к выделяющимся минералам бертьерита. Такой вероятный путь образования раннего комплекса сурьмяных минералов отвечает наблюдающимся взаимоотношениям вышеназванных минералов. Если бы процесс минералообразования последовательно развивался и дальше в сторону увеличения потенциала серы, стало бы возможным образование ассоциации бертьерит—антимонит—пирит. Однако в ходе эволюции рудообразующего раствора в последующем произошли изменения, которые привели к образованию только антимонита и пирита. На наш взгляд, основным фактором, вызвавшим эти изменения, является повышение парциального давления кислорода. В условиях повышающегося окислительного потенциала пирротин замещался пирритом (Бетехтин, 1950), а комплексный анион сурьмы становился неустойчивым и распадался с образованием антимонита, а возможно и валентинита, в результате следующих реакций:



Положение данного рудопроявления в экзоконтакте гранитоидного массива, тесные пространственные и временные связи самородной сурьмы с арсенопирритом, турмалином и мусковитом говорят о высокотемпературных условиях отложения самородной сурьмы и находящихся в парагенезисе с ней сульфосолей. При декрепитации кварца, включающего эти минералы, получены два температурных пика, меньший с $t=290-300^\circ$, больший — $240-250^\circ$. Таким образом, отложение самородной сурьмы и ассоциирующихся с ней минералов, по-видимому, происходило в интервале $200-300^\circ$. Возможно, что именно более высокая температура образования самородной сурьмы по сравнению с наиболее обычными для нее температурами, известными по многочисленным литературным данным, привели в этом случае к появлению иных парагенезисов в системе Fe—Sb—S, отличающихся от выделенных А. Г. Бетехтиным. Высокотемпературные условия некоторым образом сказались и на физических свойствах сурьмы, что наблюдается для целого ряда других минералов.

В последнее время появилось больше данных об ассоциации самородной сурьмы с минералами, отлагающимися при высоких температурах. В частности, в Финляндии известно крупное месторождение — Сейняйоки, в котором основным минералом является самородная сурьма (Pääkkönen, 1966). Для этого месторождения характерны парагенезис самородной сурьмы с арсенопирритом и более позднее образование антимонита по сравнению

со всем комплексом сурьмяных минералов. Описывая первую находку бертьерита на Северо-Востоке СССР, И. В. Демин (1949) отметил наличие в рудах самородной сурьмы в ассоциации с арсенопиритом и леллингитом. Вполне возможно, что этот парагенезис будет выявлен и в других рудопроявлениях Северо-Востока СССР, так как некоторые рудные тела, расположенные в экзоконтакте гранитоидных массивов, по данным химических анализов, содержат 1—2% сурьмы (Гамянин, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1950, № 5.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные пробл. в учении о магматогенных рудн. местор. М., 1955.
- Бови С. У., Тейлор К. Определитель рудных минералов.— В кн.: Тр. Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Избр. докл. иностр. ученых. Т. 8. М., 1959.
- Вершковская О. В., Лебедева С. И. Гудмундит Горевского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 2.
- Гамянин Г. Н. Типы золотого оруденения в Верхне-Индибирском районе и их связи.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 12.
- Демин И. В. Бертьерит на Северо-Востоке СССР.— «Матер. по геологии Северо-Востока», № 5. Магадан, 1949.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Метасоматич. изменен. боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., 1963.
- Лисецкая А. Г. Изучение тиосолей олова, сурьмы и мышьяка. (Автореф. канд. дисс.). Киев, 1954.
- Маркова Э. А. Гудмундит Чалкуйрюк-Акджилгинского месторождения.— «Зап. Узбек. отд. ВМО», 1962, вып. 14.
- Минералы. Справочник. Под ред. Ф. В. Чухрова. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срращения. М., ИЛ, 1962.
- Юдин И. М. Самородная сурьма на Рудном Алтае и некоторые новые данные по диагностике и условиям образования минерала.— «Минералог. сб. Львовск. ун-та», 1966, вып. 2, № 20.
- Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом. М., 1949.
- ASTM. X-Ray Powder Data File. Amer. Soc. Testing Materials. Philadelphia, 1961.
- Pääkkönen V. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland.— «Bull. Commiss. geol. Finlande», 1966, № 225.
- Zak L. Bull. Jubern Acad. Tchegue Sci., 1953, ann. 552, 449.

ЗОНАЛЬНЫЙ АПАТИТ ИЗ ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛЯСКИТОВОЕ

Исследованиям апатитов посвящено значительное количество работ как чисто описательных, так и узко специальных. Но в большинстве случаев исследователи имели дело с одной разновидностью апатита одного месторождения или со многими разновидностями, но разных месторождений. Апатит месторождения Аляскинское примечателен своим зональным строением, что представляет интерес не только с чисто минералогической точки зрения, но и для познания эволюции рудообразующего раствора.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вольфрамовое месторождение Аляскинское расположено в среднем течении одноименного ручья на левобережье рч. Эльга (бассейн Индигирки). Геологическая позиция месторождения определяется приуроченностью его к Тарыно-Эльгинской зоне складчато-глыбовых структур (Гавриков, 1958). В строении рудного поля кроме осадочных пород карнийского и норийского возраста принимают участие и изверженные породы. Последние представлены штоком среднезернистых биотитовых порфировидных гранитов и гранит-порфиров (плагноклаз — 33,5%, калиевый полевой шпат — 30,7, кварц — 29,2, биотит — 6,1, акцессории — 0,5%). Под воздействием интрузии вмещающие породы превращены в слюдисто-турмалиновые, биотит-кварцевые, биотит-кордиерит-кварцевые роговики, закономерно располагающиеся относительно штока в названном выше порядке. Гранит-порфиры в различной степени подвержены грейзенизации — от незначительной до весьма интенсивной.

Шток и вмещающие его породы около контакта рассечены сериями кварцевых жил субмеридионального и северо-восточного простирания. Мощность жил достигает 1,5 м, в среднем составляя 0,4—0,6 м, протяженность — до 700 м. Морфология их простая, но иногда встречаются перегибы, раздувы, коленообразные участки. Кварцевые жилы, залегающие в гранитах, сопровождаются околосильной грейзенизацией, наложенной на площадную, и в зальбандах имеют мусковитовую оторочку мощностью 2—3 см. Такие же жилы в роговиках либо не имеют оторочки совсем, либо она представлена турмалином. Минеральный состав рудных тел довольно разнообразен. Наряду с кварцем широко развиты арсениопирит, леллингит, пирит, сфалерит, халькопирит, вольфрамит, касситерит, турмалин. Нередко встречаются молибденит, апатит, флюорит, в значительно меньшей степени отмечаются различные

свинцово-висмутовые, серебро-висмутовые и прочие сульфосоли, триплит и ряд других минералов. Отдельные вопросы минералогии и структуры месторождения описаны в работах В. Ф. Алявдина (1949) и П. А. Петрова (1957).

ПАРАГЕНЕЗИС АПАТИТА

Апатит для месторождения является довольно характерным минералом. В качестве аксессуарного он присутствует в порфировидных гранитах, образуя мелкие призматические кристаллы размером не более 0,1 мм, приуроченные главным образом к выделениям биотита. В слабо грейзенизированных гранитах отмечается как первичный, так и новообразованный апатит, который характеризуется короткопризматическими кристаллами длиной 0,3—0,4 мм. В сильно грейзенизированных гранитах присутствует исключительно новообразованный апатит (Приложение, фото 55). Аналогичные данные получены для некоторых гранитоидных массивов Горного Алтая (Никитина, Сотников, 1966). Наиболее богаты апатитом грейзены около трещин и зальбандов жил. Здесь апатит образует местами почти сплошные мономинеральные обособления, которые представлены либо мелкозернистым агрегатом, либо друзами (Приложение, фото 56), гнездами, иногда их сочетанием. В этом случае отмечаются две разновидности апатита — синеватая и розоватая, отличающиеся как цветом и формой кристаллов, так и положением среди сопутствующих минералов. Синеватый апатит тесно связан с околотрещинной грейзенизацией и располагается среди агрегата крупночешуйчатого мусковита, приурочиваясь к мелким пустоткам и нередко вращая в пластинки слюды. Он образует монокристаллы с хорошо развитыми гранями призмы ($10\bar{1}0$) и пинакоида (0001). Изредка встречаются грани дополнительной призмы ($11\bar{2}0$). Все грани ровные, без штриховки, но иногда имеют матовую поверхность со следами растворения. Кристаллы имеют уплощенный облик с отношением длины к ширине 1:3 (рис. 1, а). Окраска их равномерная, в отдельных случаях пятнистая, с пятнами фиолетового цвета различной интенсивности, постепенно переходящими в обычный фон.

Более распространена розоватая разновидность апатита, характерная для призальбандовых участков жил. Она наблюдается исключительно в виде призматических (отношение длины к ширине 3:1—5:1) кристаллов, более богатых гранями, чем предыдущая разновидность. Наряду с гранями призмы ($10\bar{1}0$) и пинакоида (0001) хорошо развиты грани дополнительной призмы ($11\bar{2}0$), что придает кристаллам апатита в поперечном срезе округлый облик. Появляются в кристаллах также грани дипирамиды ($10\bar{1}1$) (рис. 1, б). Характерной особенностью этой разновидности апатита является срастание нескольких кристаллов (от 3 до 8) по граням преимущественно основной призмы (рис. 3, в). Д. Дэна и др. (1953) считает грани призмы ($10\bar{1}0$) основными плоскостями

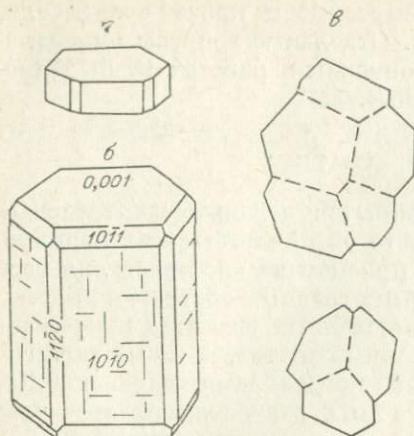
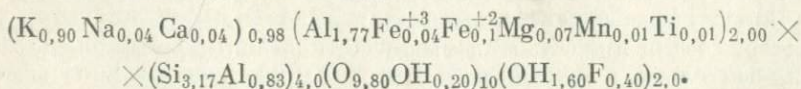


Рис. 1. Форма кристаллов апатита. а — синеватый апатит; б — розоватый апатит; в — схема сростания кристаллов.

двойникования. Тесно сросшиеся кристаллы создают обманчивое впечатление единого монокристалла с грубой штриховкой граней, тогда как этой разновидности апатита присуща лишь тонкая продольная штриховка граней основной призмы.

Интересны взаимоотношения синеватого и розоватого апатита. В околожильном грейзене они встречаются в виде обособленных самостоятельных выделений. В сплошных мономинеральных выделениях присутствуют совместно. При этом синеватый апатит, с одной стороны, образует мономинеральные зернистые полосы, на которые нарастают кристаллы розоватого апатита, а с другой стороны, служит ядром зональных кристаллов. Зональность апатита выражена довольно отчетливо и проявляется почти во всех кристаллах размером более 5—8 мм. Синеватое ядро зональных апатитов слабо замутнено, тогда как их розоватая оболочка вполне прозрачна и обычно содержит мельчайшие включения игольчатого рудного минерала (козалин, матильдит), образующего местами в апатите сетчатую структуру. Синеватое ядро кристаллов отделено от розоватой оболочки переходной зоной бесцветного апатита с многочисленными полосами (Приложение, фото 57), по-видимому, в результате растворения его. Синеватый апатит ассоциирует с крупночешуйчатым мусковитом, дымчатым кварцем, фиолетовым флюоритом и вольфрамитом, слагающими околожильные грейзены. Основным минералом в этой ассоциации является мусковит ($N_g = N_m = 1,588 \pm 0,002$), формула которого, по данным химического анализа (см. табл. 1), имеет вид:



Несколько меньшую роль играет дымчатый кварц. Вольфрамит в этой ассоциации по своему составу ближе к фербериту (по данным П. А. Петрова (1957) — $(Fe_{0,71} Mn_{0,22} Ca_{0,08})_{1,01} WO_4$). Взаимоотношения минералов данной ассоциации свидетельствуют о близком времени выделения мусковита и кварца и несколько более позднем по отношению к ним остальных минералов — апатита, флюорита и вольфрамита.

Ассоциация розоватого апатита более разнообразна. Он также ассоциирует с кварцем, мусковитом и флюоритом, которые отли-

чаются от аналогичных минералов предыдущей ассоциации. Мусковит представлен мелкочешуйчатыми сферолитовыми агрегатами, нарастающими на крупнозернистый мусковит. В сферолитовой рубашке отмечаются розоватый апатит, молочно-белый и водяно-прозрачный кварц, арсенопирит и турмалин. Кварц представлен водяно-прозрачными или молочно-белыми, сильно вытянутыми (10:1) кристаллами. Грани кристаллов кварца, видимо, обращенные в пустотках кверху (Григорьев, 1961), несут вростки бесцветного флюорита, на который нарастает пирит (Приложение, фото 58), розоватый апатит и мельчайшие кристаллики кварца. Минералы располагаются на поверхности грани вполне определенным образом. Флюорит нарастает на грани вершинами, реже ребрами куба, апатит — гранями призмы, кварц — осью «С» перпендикулярно или под небольшим углом к поверхности грани кварца-хозяина. В этой ассоциации встречаются арсенопирит и вольфрамит, иногда с выросшими на гранях мелкими розовыми кристалликами апатита, а также редкие апофиллит, варисцит и триплит. Вольфрамит, ассоциирующий с розоватым апатитом, отличается от описанного выше по содержанию марганца. По данным химического анализа, он относится к юбнериту ($\text{Fe}_{0,03}\text{Mn}_{0,96}\text{Ca}_{0,03}$)_{1,02}WO₄ (Алявдин, 1949).

Апофиллит образует тонкие пленки на кристаллах апатита. Цвет их сероватый, иногда с желтоватым оттенком. Под микроскопом — одноосный, положительный, $N_o = 1,537$. Варисцит наблюдается в виде белых сферолитовых обособлений размером до 1—2 мм, нарастающих на мелкочешуйчатый мусковит и апатит (Приложение, фото 59). Мелкие игольчатые кристаллы в сферолитах бесцветны и прозрачны. Под микроскопом он двуосный, отрицательный; $N_p' = 1,564$; $N_g' = 1,582 \pm 0,002$. Варисцит на Северо-Востоке СССР впервые описан для одного из золоторудных месторождений Чукотки (Загрузина и др., 1968).

Несколько обособленно от этих минералов в кварцевой жиле располагается триплит (двуосный, положительный $N_p' = 1,658$; $N_g' = 1,681$), образующий буровато-красные пятна размером до 2 мм, приуроченные к гнездам вольфрамитов и мусковитов в оторочке жил. Изредка его зерна и микропрожилки отмечались в околожильных апатитоносных грейзенах.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АПАТИТА

В последнее время появилось достаточно много химических анализов апатита из различных пород и генетических типов месторождений. З. В. Васильева (1968), обобщая данные многочисленных анализов, пришла к выводу, что для апатитов гранитной линии характерно присутствие марганца, фтора и воды. В этом смысле апатиты месторождения Аляскинского не составляют исключения. В табл. 1 приведены данные полного химического анализа синеватого, бесцветного и розоватого апатитов. Из таблицы видно, что эти апатиты различаются прежде всего содержанием марганца.

Т а б л и ц а 1

Химический состав апатита и мусковита

Компоненты	Синеватый апатит	Бесцветный апатит	Розоватый апатит	Крупнотаблитчатый мусковит
	1	2	3	4
SiO ₂	0,50	0,40	0,36	45,34
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,29
Al ₂ O ₃	1,02	1,50	1,74	33,58
Fe ₂ O ₃	0,33	0,25	0,25	0,86
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,81
MnO	0,66	1,11	1,88	0,15
MgO	0,42	0,17	Не обн.	0,71
CaO	52,59	52,66	52,43	0,59
Na ₂ O	Не обн.	0,07	0,07	0,27
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10,47
P ₂ O ₅	41,91	41,52	40,95	0,45
H ₂ O ⁺	0,73	0,86	1,56	3,98
F	2,50	2,25	2,10	0,99
CO ₂	0,55	0,27	Не обн.	0,27
Сумма	101,21	101,08	101,34	99,76
Поправка на F	-1,05	-0,95	-0,88	-0,41
Исправленная сумма . . .	100,16	100,13	100,46	99,35

1. (Ca_{9,42}Al_{0,24}Mn_{0,09}Mg_{0,1})_{9,85} (P_{5,81}C_{0,12}Si_{0,08})_{6,01}O₂₄(F_{1,21}OH_{0,79})_{2,00}.

2. (Ca_{9,40}Al_{0,30}Mn_{0,15}Mg_{0,04}Na_{0,02})_{9,91}(P_{5,34}C_{0,06}Si_{0,06})_{5,96}O_{23,91}OH_{0,09}(F_{1,19}·OH_{0,81})_{2,00}.

3. (Ca_{9,32}Al_{0,34}Mn_{0,28}Na_{0,02})_{9,96}(P_{5,73}Si_{0,06})_{5,79}O_{23,18}OH_{0,82}(F_{1,10}OH_{0,90})_{2,00}.

Минимальные количества его (0,66%) характерны для синеватого апатита, максимальные (1,88%) — для розоватого.

Вызывает также интерес присутствие значительного количества алюминия (1,24—1,74%). В небольших количествах (до 0,5%) алюминий встречается в большинстве анализов апатита. Только для некоторых апатитов Холодного озера (Иванова, 1968) и Ошурковского месторождения (Смирнов и др., 1968) содержание алюминия больше 1%. Но в этих же апатитах в большом количестве обнаруживается SiO₂ и ряд других примесей. По данным наших анализов, содержание SiO₂ не превышает 0,5%. Прекрасные кристаллы апатита месторождения Аляскинского позволили отобрать на анализ достаточно чистый материал. Но даже если допустить, что присутствие алюминия в апатите связано с примесью других минералов, то такими могут быть лишь ассоциирующие с ним серицит и варисцит. Если связывать присутствие алюминия с сери-

цитом, то на имеющееся максимальное количество кремнезема (0,5%) потребуется лишь 0,35% алюминия. Количество алюминия, необходимого для образования также и варисцита — $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ рассчитываем по воде. В этом случае при резком дефиците в анионной части и одновалентной группе апатита получаем избыток несвязанного алюминия в количестве 0,5–0,6%. По всей вероятности, алюминий входит в группу кальция с гетеровалентным изоморфизмом по схеме $\text{Ca}_2^{+2}\text{P}^{+5} = 3\text{Al}^{+3}$ (Дир и др., 1966). Следует добавить, что с учетом алюминия лучше рассчитывается и формула апатита. О возможности изоморфного вхождения алюминия в апатит свидетельствуют экспериментальные работы Перуччини (Дир и др., 1966), который получил синтетический апатит с содержанием алюминия 2%.

Из сравнения формул апатита видно, что содержание отдельных элементов закономерно изменяется от синеватого апатита к розоватому. Так, уменьшается количество магния, фосфора и изоморфной с ним группы CO_3 , а также фтора. Напротив, отмечается увеличение содержания алюминия, марганца, натрия и воды. При этом наблюдается взаимосвязь между содержанием кальция и марганца, кальция и фтора. Менее отчетлива она между кальцием и алюминием (рис. 2). От содержания изоморфных элементов меняются и свойства апатита, рассматриваемые ниже.

Элементы-примеси. Описываемые разновидности апатита различаются по содержанию элементов-примесей. По данным спектральных анализов (табл. 2), розоватый апатит более богат ими, причем в нем отмечается ряд элементов, вообще не характерных для синеватого апатита — сурьма, свинец, висмут, серебро; он содержит несколько больше стронция и меньше — меди. Зато в синеватом апатите содержится в 3,5 раза больше редких земель (0,0015%), причем около 50% из них приходится на долю церия. В розоватом апатите содержится 0,0004% редких земель преимущественно цериевой группы. Уменьшение содержания редких земель от пегматитовых и пневматолитовых образований к гидротермальным очень характерно для апатитов «гранитной» линии развития (Васильева, 1968).

Эти различия в содержании элементов-примесей свойственны не только разновидностям апатита, но и ассоциирующим с ними минералам. Так, например, свинец, висмут, сурьма и серебро присущи лишь минералам, находящимся совместно с розоватым апатитом, — сферолитовому мусковиту, бесцветному флюориту, арсенопириту, апофиллиту, варисциту, что связано с тончайшими включениями в минералах сложных свинцово-висмутовых, серебро-висмутовых и

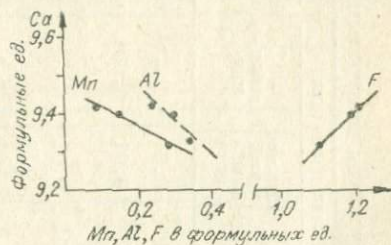


Рис. 2. Зависимость между содержанием Ca и Mn, Al, F в изученных апатитах (по данным табл. 1).

Результаты спектрального анализа апатитов и ассоциирующих с ним минералов

Элементы	Ассоциация синеватого апатита				Ассоциация розоватого апатита						
	синеватый апатит	крупнозернистый мусковит	фиолетовый флюорит	вольфрамит	розоватый апатит	сферолитовый мусковит	бесцветный флюорит	вольфрамит	арсенопирит	алофиллит	варисцит
Si	0,3—1	>1	0,3	—	0,1—0,3	>1	—	—	—	>1	>1
Al	0,3—1	>1	0,01	0,001	0,3—1	>1	0,1	0,001—0,003	0,003	>1	>1
Sr	0,003—0,01	0,001	0,01	—	0,1—0,3	0,01	0,03—0,1	—	—	0,03—0,1	0,1—0,3
Mn	0,3—1	0,1	0,01	>1	>1	0,3—0,5	0,03—0,1	>1	0,01—0,03	0,1—0,3	0,03—0,05
Cu	0,03	0,001	0,003	0,005	0,0005	Сл.	—	0,0003—0,0005	0,0005	0,001	0,0003
As	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	>1	0,03	—
Sb	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	0,1—0,3	—	—
Sn	—	0,003	—	—	—	0,01—0,03	—	0,03	Сл.	0,01	Сл.
Pb	—	—	—	—	0,005	Сл.	Сл.	Сл.	0,005—0,01	0,1	0,03
Bi	—	—	—	—	0,003	Сл.	Сл.	0,003	0,1—0,5	0,003—0,01	0,01—0,03
Ag	—	—	—	—	0,0005	0,0003	Сл.	0,0003	0,005	0,0003	0,001

Пр и м е ч а н и е. Анализ выполнен в лаборатории физических методов исследования ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитик Л. В. Сукнева.

других сульфосолей. Минералы, ассоциирующие с синеватым апатитом, — крупнозернистый мусковит, фиолетовый флюорит и др. — вообще беднее элементами-примесями, в частности, в них меньше стронция, марганца, олова, но несколько больше меди.

ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Удельный вес. Изоморфное вхождение в апатит целого ряда элементов — стронция, марганца, редких земель — сказывается на его удельном весе. Об этом свидетельствуют данные А. П. Денисова, О. Б. Дудкина и др. (1961) и А. Е. Ефимовой (1967), изучавших влияние на физические свойства апатита стронция и редких земель. Прямая пропорциональная зависимость величины удельного веса апатита от содержания этих элементов распространяется и на марганец (Хаузен, 1932; Васильева, 1958). В описываемом апатите содержание редких земель и стронция ничтожно (0,00146% и около 0,3%). Поэтому удельный вес апатита в данном случае зависит от количественного содержания в нем марганца.

Определение удельного веса производилось методами уравнивания плотностей (Бонштед-Куплетская, 1951) и изменения объема жидкости в трубке (Василевский, 1960). Оба метода показали хорошую сходимость результатов. Апатит с минимальным содержанием марганца (0,27%) взят из грейзенизированного гранита, остальные представляют собой различные цветовые разновидности зонального апатита (табл. 3).

Из таблицы видна прямая зависимость между величиной удельного веса и содержанием марганца, которая отражена на рис. 3. Изучая зависимость физических свойств сине-зеленых апатитов, В. В. Гордиенко и др. (1964) также пришли к выводу о линейной зависимости удельного веса апатита от содержания в них марганца,

Т а б л и ц а 3

Цвет	Содержание MnO ₂ , %	Удельный вес		
		метод уравнивания плотностей	метод изменения объема жидкости	среднее
Бесцветный .	0,27	3,18	3,17	3,175
Синеватый . .	0,66	3,19	3,19	3,19
Бесцветный .	1,11	3,22	3,205	3,212
Бледно-розоватый	1,48	3,25	3,24	3,245
Розоватый . .	1,88	3,265	3,25	3,258

Результаты рентгеноструктурного анализа апатита

Синеватый, MnO—0,66%			Бесцветный, MnO—1,11%			Розоватый, MnO—1,88%		
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
5	3,455		5	3,441		4	3,443	
2	3,185		2	3,167		2	3,178	
1	3,113		2	3,093		1	3,098	
1	3,077		2	3,065		1	3,064	
2	2,979		1	2,980		1	2,967	
10	2,809		10	2,799		10	2,804	
3	2,783		4	2,773		3	2,775	
5	2,712		7	2,702		5	2,709	
3	2,628		2	2,622		2	2,621	
	—			—		1	2,526	
3	2,263		1	2,286		3	2,261	
2	2,139		2	2,138		2	2,136	
2	2,034	400	1	2,025	400	1	2,026	400
4	1,940		4	1,935		4	1,937	
3	1,889		2	1,882		2	1,883	
7	1,836	213	7	1,834	213	7	1,834	213
3	1,799		3	1,795		3	1,795	
3	1,772	410	4	1,770	410	3	1,767	410
3	1,753		4	1,744		3	1,747	
3	1,722		4	1,719		3	1,717	
	—		1	1,635		1	1,634	
	—			—		1	1,527	
2	1,449	502	2	1,448	502	2	1,443	502
3	1,427			—			1,420	
2	1,272		1	1,274			—	
1	1,157	700	2	1,157	700	2	1,156	700
1	1,113		3	1,112		2	1,112	
3	1,099	206	4	1,098	206	3	1,099	206
2	1,005			—			—	
a_0	9,364	$\overset{\circ}{A} \pm 0,002$	a_0	$9,351 \pm 0,002$		a_0	$9,346 \pm 0,002$	
c_0	6,893	$\overset{\circ}{A} \pm 0,002$	c_0	$6,889 \pm 0,002$		c_0	$6,878 \pm 0,002$	
c/a	0,736		c/a	0,736		c/a	0,736	

по кривая, приводимая авторами этого исследования, имеет более пологий наклон.

Л ю м и н е с ц е н ц и я. В последнее время исследование апатита в ультрафиолетовых лучах стало одним из методов выяснения особенностей (го состава и даже генезиса). Сведения о люминесценции апатита приводятся в работах Г. П. Барсанова и В. Н. Шевелевой (1954), З. В. Васильевой (1958), Е. И. Никитина и В. И. Сотниковой (1966). Авторы этих работ различный цветовой характер люминесценции апатитов объясняют наличием в их составе тех или иных люминогенов — Mn^{+2} , Mo , Sm .

Розоватая разновидность апатита описываемого месторождения в ультрафиолетовых лучах имеет желтый характер люминесценции. При этом устанавливается довольно отчетливая визуальная зависимость яркости свечения от интенсивности окраски апатита. Наиболее ярко люминесцируют ясноокрашенные кристаллы. В кристаллах яркость люминесценции убывает от периферических частей кристаллов к центральным. Как указывалось многими исследователями, желтоватый цвет люминесценции связан с входением в решетку минерала Mn^{+2} , изоморфно замещающего кальций в шестерной координации (Винокуров, Заринов, 1961). Вероятно, изменением количественного содержания Mn^{+2} в минерале и обусловлены вариации в яркости свечения.

Синеватая разновидность апатита не люминесцирует. В зональных кристаллах апатита отчетливо выявляется нелюминесцирующее ядро. Причем граница между люминесцирующими и нелюминесцирующими частями кристалла довольно резкая. Она проходит между бледно-розоватым и бесцветным апатитом. Причины

синей окраски апатита и отсутствие в них люминесценции до сих пор дискутируются на страницах печати. З. В. Васильева (1958) считает, что синяя окраска апатита вызывается присутствием в нем Mn^{+3} , а марганец высших валентностей не является люминогеном (Варгин, Вайнберг, 1945). По мнению других (Винокуров, Заринов, 1961; Гордиенко и др., 1964), синяя окраска апатита вызывается существованием в структуре апатита дефектных F -центров. Это же является причиной отсутствия люминесценции. К сожалению, сторонники последней точки зрения не выясняют причин появления в апатите дефектных F -центров. Синеватый апатит месторождения Аляскинское по своим цветовым характеристикам отличается от сине-зеленых «дефектных» апатитов. Кроме того, при описании ассоциаций апатита указывалось на наличие в зональных кристаллах между розоватым и синеватым апатитом зоны бесцветного пористого апатита, свидетельствующей, видимо, о явлениях частичного растворения. Вероятно, в данном случае логичнее связывать синеватую окраску апатита с присутствием не-

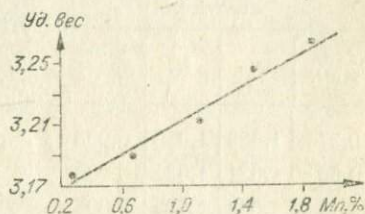


Рис. 3. Зависимость удельного веса апатита от содержания марганца.

люминогена Mn^{+3} . Изменение физико-химических условий рудоотложения приводит к переводу Mn^{+3} в Mn^{+2} и явлению частичного растворения.

П а р а м е т р ы я ч е й к и. Из многочисленных литературных источников известно, что параметры ячейки апатита изменяются, в связи с широким изоморфизмом, в катионной и в анионной части апатита по-разному. Так, Э. Н. Елисеев и др. (1960) пришли к выводу, что при изоморфном замещении кальция катионом с большим ионным радиусом происходит общее растяжение ячейки апатита и с меньшим — сжатие, а отношение a/c остается сравнительно стабильным. По В. М. Винокурову и М. М. Зарипову (1961), при замещении Ca^{+2} на Mn^{+2} происходит несколько более резкое уменьшение параметра c_0 по сравнению с параметром a_0 . Изоморфные замещения в анионной части апатита приводят к изменениям параметра ячейки только вдоль оси a , и, как следствие этого, меняется соотношение a/c .

Нами замерялись параметры ячейки апатита с содержанием марганца — 0,66%, 1,11%, 1,88% (табл. 4). Параметр a_0 рассчиты-

Т а б л и ц а 5
Показатели преломления апатитов

Содержание MnO, %	n_e	n_o	$n_o - n_e$
0,27	1,629	1,632	0,003
0,66	1,631	1,634	0,003
1,11	1,632	1,635	0,003
1,48	1,633	1,637	0,004
1,88	1,634	1,638	0,004

вался по плоскостям: 400; 410; 700; c_0 — 502; 213; 206. С увеличением содержания марганца параметры ячейки уменьшаются. Наши данные сравнительно с данными, приводимыми В. В. Гордиенко и др. (1964), показывают более резкое изменение параметров на каждый процент марганца. По-видимому, это связано с одновременным изоморфным замещением кальция алюминием, также приводящим к общему сжатию ячейки апатита. Несмотря на увеличение содержания гидроксильной группы от синеватого апатита к розоватому, отношение c/a остается постоянным — 0,736. Вероятно, колебания в содержании ее находятся в пределах точности определения параметра.

О п т и ч е с к и е о с о б е н н о с т и. Содержание марганца оказывает влияние и на оптические константы апатитов (табл. 5).

Показатели преломления растут с увеличением содержания марганца. Одновременно несколько возрастает и двупреломление. На подобную зависимость изменения оптических свойств апатита от содержания марганца указывают многочисленные исследователи (Хаузен, 1932; Васильева, 1958; Гордиенко и др., 1964; Никитина и др., 1966).

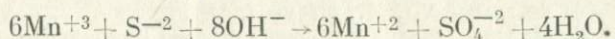
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТОВ

Различия в химическом составе синеватого и розоватого апатита, в содержании элементов-примесей в самих апатитах и ассоциирующих с ними минералов отражают эволюцию рудообразую-

дшего раствора. Начало процесса минералообразования на месторождении связано с площадной грейзенизацией штока гранит-порфиров. Обильное развитие мусковита в условиях низких значений рН и высокой температуры свидетельствует о высокой активности в растворе калия (Попов, 1963) и инертности алюминия. А тесная ассоциация с мусковитом фиолетового флюорита говорит о значительной роли в растворах кальция и фтора.

Низкой активностью марганца обусловлена бедность им раннего бесцветного апатита грейзенов и несколько более позднего синеватого апатита и вольфрамита, локализующихся в окложилых грейзенах. Возможно, что по крайней мере часть марганца присутствует в растворе в виде Mn^{+3} , на что указывает марганецсодержащий нелюминесцирующий апатит (Васильева, 1958). Бедность отлагающихся в этот период минералов элементами-примесями (Ag, Bi, Pb) свидетельствует, вероятно, не об отсутствии последних в растворе, а скорее о низком потенциале в нем сероводорода.

При дальнейшем ходе рудообразования, со снижением кислотного характера раствора, увеличивается степень диссоциации сероводорода. Наряду с изменением активности других элементов, это приводит к некоторым изменениям в составе образующихся минералов и их ассоциаций. В частности, повышение роли S^{-2} могло явиться одной из причин восстановления Mn^{+3} в Mn^{+2} в растворе и отчасти в синеватом апатите. При этом имела место следующая окислительно-восстановительная реакция (Некрасов, 1965):



Образующаяся в результате этого серная кислота, видимо, вызывала частичное растворение периферических частей синеватого апатита, что явилось причиной присутствия в зональных кристаллах апатита пористых зон. Повышением активности марганца и снижением фосфора и фтора в растворе вызваны отложение более марганцовистых апатита и вольфрамита, уменьшение содержания фосфора и фтора в розоватом апатите и сокращение количества отложенного бесцветного флюорита. Но число минеральных видов, включающих эти элементы, возросло (варисцит, апофиллит).

Интересно отметить появление в ассоциации с розоватым апатитом и другими минералами этого периода рудоотложения сульфидов — арсенипирита, пирита, сложных сульфосолей серебра, висмута, свинца, что свидетельствует о некотором снижении кислотности раствора и возрастании активности S^{-2} . Присутствие в минералах данной ассоциации мельчайших включений сульфидов и сульфосолей расширяет спектр элементов-примесей в них. Ранее отмечалось, что изредка совместно с мелкозернистой слюдой, розоватым апатитом и арсенипиритом встречается турмалин. Количество его возрастает в кварцевых жилах, где он совместно с мусковитом образует приальбандовые оторочки. Это говорит о смене фторсодержащих растворов борсодержащими с некоторым пере-

крытием их во времени. Постепенное снижение активности марганца в растворе вызывает уменьшение его содержания в вольфрамите кварцевых жил (отношение Mn:Fe возрастает до 1:3). В незначительном количестве появляется триплит.

В заключительный период процесса вновь происходит некоторая вспышка активности марганца в растворе. Отношение марганца к железу в последних генерациях мелкого (1—2 мм) игольчатого вольфрамита возрастает до $1,5 \div 1$, а содержание его в кальците достигает 1—3%. Таким образом, изменение активности ряда элементов и физико-химических условий в процессе минералообразования находит отражение в изменении состава отдельных минералов и их ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Алявдин В. Ф. Химико-кристаллографическая характеристика вольфрамита Аляскинского месторождения.—«Матер. по геологии Северо-Востока», 1949, № 4.
- Барсанов Г. П., Шевелева В. П. Материалы по люминесценции минералов.—«Тр. Музея АН СССР», 1954, вып. 6.
- Бонштед-Куплетская Э. А. Определение удельного веса минералов. М., «Наука», 1951.
- Варгин В. В., Вайнберг Т. И. Люминесценция стекол.—«Изв. АН СССР. Серия физич.», 1945, т. 9, № 4—5.
- Васильева З. В. О роли марганца в апатитах.—«Зап. Всес. минералог. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 4.
- Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
- Василевский М. М. Определение удельного веса из микроаналитов.—«Заводская лаборатория», 1960, № 10.
- Винокуров В. М., Заринов М. М. О синей окраске апатитов.—«Докл. АН СССР». 1961, т. 136, № 1.
- Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки.—«Тр. ВНИИ-1. Серия геол.». Вып. 38. Магадан, 1958.
- Гордиенко В. В., Денисов А. П., Колесникова В. В. Состав и физические свойства марганцевых апатитов из пегматитов патролитиевого типа.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 1. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.
- Денисов А. П., Дудкин О. Б., Елина Н. А. и др. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция.—«Геохимия», 1961, № 8.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966.
- Дэна Д., Дэна Э., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. Т. 2. М., ИЛ, 1953—1954.
- Елисеев Э. Н., Волкова М. И., Денисов А. П. Влияние изоморфных замещений на размеры элементарной ячейки апатита.—«Вестн. ЛГУ», 1960, № 6.
- Ефимова А. Е. О зависимости некоторых физических констант апатитов из щелочных пегматитов от их состава.— В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., «Наука», 1967.
- Загрусина И. А., Позняк В. О., Цветков Л. П. Первая находка варисцита на Чукотке.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 4.
- Иванова Т. Н. Апатитоносность Кольского полуострова.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
- Некрасов Б. В. Основы общей химии. М., «Химия», 1965.

- Никитина Е. П., Сотников В. И. Типоморфные особенности апатита из грейзеновых образований Горного Алтая.— В кн.: Матер. по генетич. и эксперимент. минералогии, Т. IV, Новосибирск, 1966.
- Петров П. А. Структура, характер оруденения и методика подсчета запасов Аляскитового месторождения вольфрамит.— «Тр. ВНИИ-1. Серия геол.». Вып. 21. Магадан, 1957.
- Попов А. А. О кислотности — щелочности гидротермальных растворов.— В кн.: Химия земной коры, Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов Ф. Л., Костромин С. В., Жукова Г. В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
- Хаузен Г. Апатиты. ОНТИ, 1932.

Я. В. ЯКОВЛЕВ, П. П. ЛЕБЕДЕВ

ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯНО-БОРУЛАХСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Нами исследованы температурные условия формирования Киргильяхского, Кестерского и Эге-Хайского месторождений, расположенных в Яно-Борулахском междуречье Северо-Восточной Якутии. Междуречье сложено верхнетриасовой песчано-сланцевой толщей, собранной в складки северо-восточного направления. Осадочные породы прорваны многофазными гранитоидными интрузиями преимущественно нижнемелового возраста и редкими палеогеновыми дайками диабазовых порфириров.

С многофазным гранитоидным магматизмом района связаны оловорудные месторождения касситерит-кварцевой (Кестерское, Киргильяхское) и касситерит-сульфидной (Эге-Хайское) формаций.

Сведения о геологическом строении, минеральном составе, стадийности рудного процесса и зональности оруденения Эге-Хайского, Киргильяхского и Кестерского месторождений приведены в нескольких работах (В. Иванов, 1964; О. Иванов и др., 1964; Флеров, Яковлев, 1965; и др.). Здесь мы ограничимся лишь краткой характеристикой этих месторождений, необходимой для целей предлагаемой статьи.

Киргильяхское и Эге-Хайское месторождения находятся в пределах одного рудного узла. Первое расположено в роговиковом поле невскрытого купола массива гранитоидов и представлено двумя почти взаимоперпендикулярными минерализованными зонами дробления северо-восточного и северо-западного простирания и сетью прожилков тех же направлений. Рудные тела месторождения, сложенные кварцем, подчиненными ему турмалином и мусковитом, формировались в одну стадию минерализации. С ними

ассоциируют касситерит, вольфрамит, арсенопирит и небольшое количество относительно поздних сульфидов.

Эге-Хайское касситерит-сульфидное месторождение, локализованное в зоне слабого контактового метаморфизма того же Киргилыхского массива, представлено протяженными минерализованными зонами дробления северо-восточного простирания. Рудные тела формировались в течение четырех последовательных стадий минерализации: касситерит-силикатно-кварцевой, сульфидной, сульфидно-карбонатной и кальцитовой. В первую стадию образовались руды, сложенные турмалином, кварцем, хлоритом, касситеритом и арсенопиритом.

Сульфидные руды сложены преимущественно пирротинном и подчиненными ему сфалеритом, кварцем и хлоритом, с которыми ассоциируют халькопирит, станнин и др.

Среди руд сульфидно-карбонатного парагенезиса выделяются пространственно разобщенные сульфосольно-сульфидно-сидеритовые и сульфидно-кальцитовые разности. Формирование этих руд сопровождалось интенсивной дисульфидизацией раннего пирротина с образованием марказита и пирита. В виде примеси присутствуют поздние сульфиды и сульфосоли: пластинчатый пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин, галенит, буланжерит, шпираргирит, штернбергит, фрейбергит, тиллит и др. С кальцитом последней стадии ассоциирует пирит.

Кестерское месторождение оловоносных грейзенов расположено в центральной части западного купола Арга-Ыннах-Хайского гранитоидного массива. Месторождение представлено приконтактной залежью, сложенной слюдясто-кварцевыми грейзенами с вкрапленностью касситерита и других редких минералов. Залежь пересекается кварц-полевошатовыми пегматоидными образованиями, кварц-полевошатовыми и амблигонитовыми прожилками. Последние пересекаются аугелитом, на котором наблюдаются друзы и налеты карбонатного фторапатита.

Для температурной градуировки процесса рудоотложения на этих месторождениях авторами использованы прежде всего наиболее надежные данные по гомогенизации газовой-жидких включений в минералах (табл. 1), полученные в нашей лаборатории методом Н. П. Ермакова, а также двухполевошатовый геотермометр Барта и данные по распаду твердых растворов, температурам превращений минералов, гомогенизации и декрепитации включений в наших и сходных месторождениях (табл. 2).

Исследования проводились в термокамере Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова (1965). Для исследования изготавливались специальные пластинки, толщина которых лимитировалась хорошей видимостью включений. Иногда брались небольшие осколки и мелкие кристаллы *.

* Размер включений во всех исследованных минералах колеблется от десятых до тысячных долей миллиметра, в среднем 0,01 мм.

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах

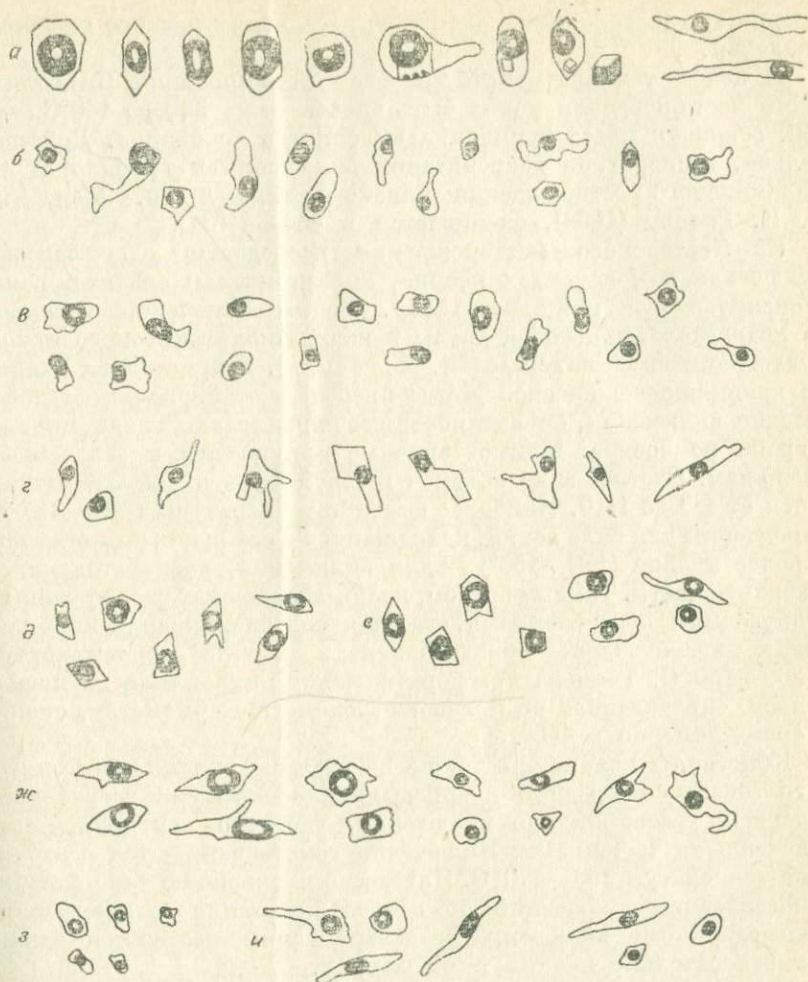
Месторождение	Минерал (количество замеров)	Первичные и мни- мовторичные		Вторичные			
		темпера- тура, °С	степень распрост- раненно- сти, %	темпера- тура, °С	степень распрост- раненно- сти, %		
Киргилых- ское	Кварц (30)	390—380	Около 13	150—140	Едини- чные — —		
		370—330	Около 84	—			
		300—290	Около 3	—			
Кестерское	Кварц из кварц-полево- шпатовых образований (20)	360—340	20				
		320—310	20				
		230—150	60				
	Кварц из кварц-амблиго- нитовых скоплений (25)	360—350	8				
		340—330	8				
		320—310	4				
270—260		4					
Амблигонит (20)	250—170	76					
	330—310	Все					
Апатит (10)	200—180	30					
	170—150	60					
	140—130	10					
Эге-Хайское	Кварц из дорудных кварцевых жил (10)	360—340	40				
		330—300	60				
	Кварц из касситерит- силикатно-кварцевых руд (40)	440—410	10			210—180	15
		400—380	5			—	—
		360—350	5			—	—
		330—270	60			—	—
		260—250	5			—	—
	Флюорит из тех же руд (30)	350—340	Около 3 85			210—270	Около 12
		320—240					
	Кварц из сульфидных руд (5)	370—360	40				
		330—320	20				
		310—300	20				
		290—280	20				
Флюорит из сульфидно- карбонатных руд (15)	320—310	14					
	260—250	20					
	220—200	66					
Кальцит из поздних пи- рит-кальцитовых жил (6)	150—130	Все					

Из Киргилыхского месторождения исследованы включения в кристаллах кварца, ассоциирующего с турмалином, касситеритом и арсенопиритом. Кварц содержит двухфазовые, изредка трехфазовые и многофазовые включения, среди которых по форме различаются: 1) огранные включения (негативные дигипирами-

Температура образования минералов, определенная различными методами

Место-рождение	Минеральная ассоциация или стадия	Минерал	Метод определения температуры	Температура, °С	Авторы метода или определения
Кестерское	Кварц-полевошпатовые пегматоидные образования	Плагиоклаз-кальциевый полевой шпат	Полевошпатовый геотермометр	450	Метод Барта с применением И. Д. Рябчикова (1965)
	Касситерит-слюдисто-кварцевая	Касситерит	Декрепитация	400—430	(Иванов В., 1964)
Улахан-Эгеляхское	Касситерит-кварцевая ассоциация с арсенопиритом или пиритом	Арсенопирит-пирит	Верхний предел сосуществования	491	(Clark, 1960)
Эге-Хайское	Сульфидная (сфалерит-пирротиновая).	Халькопирит-сфалерит	Распад твердого раствора	350—400	(Sugaki, 1952; Филимонова, 1965)
		Сфалерит-халькопирит		350—400	(Buerger, 1934)
		Халькопирит-халькопирротин		255—450	(Borchert, 1934).
		Халькопирит-пирротин		255	
		Халькопирит-кубанит		235	
		Халькопирит-валлерит		225	
		Марказит-пирит		400	(Рамдор, 1962)
Сфалерит	Превращение Сфалеритовый термометр	610—660	(Каллеруд, 1961)		
Сульфидно-карбонатная ассоциация	Самородный висмут в галените и др.			271	(Годовиков, Колонин, 1965)
	Гексагональные таблички пирротина			138	(Бетехтин, 1955)

дальние кристаллы) несомненно первичного генезиса в теле кристаллов (зерен) вдали от трещин, 2) полуголанные и неправильные включения (см. рисунок, а), группирующиеся в залеченных трещинах — мнимовторичные и вторичные (вытянутые неправильные включения). Соотношение объемов газовой фазы и вакуоли колеблется от 1/1,5 до 1/10, причем с падением температуры гомогенизации это соотношение уменьшается. В трехфазовых третья фаза представлена кубическими кристалликами галита,



Газово-жидкие включения в минералах из различных месторождений. Киргизляхское: *а* — кварц. Кестерское: *б* — кварц из кварц-полевошпатовых и кварц-амблигонитовых образований; *в* — амблигонит; *г* — апатит. Эге-Хайское: *д* — кварц из дорудных кварцевых жил; *е*, *же* — кварц и флюорит из касситерит-силикатно-кварцевых руд; *з* — кварц из сульфидных руд; *и* — флюорит из сульфидно-карбонатных руд; *к* — кальцит из поздних жил.

гомогенизирующего при температурах 150–140°С. В многофазовых другие мелкие твердые фазы не определены и не гомогенизируются при максимальных температурах исследования.

Гомогенизация большинства первичных и мнимовторичных газово-жидких включений происходит в жидкую фазу в интервале температур от 390 до 290°, а вторичных — при 150–140°С. Ббльшие из этих температур (360–340°) характерны для включений, гомогенизирующихся в газовую фазу. Разные типы гомогенизации в узком интервале температур свидетельствуют об образовании

кварца из газовой-жидких растворов в условиях резкого перепада давления.

В целом температурный интервал формирования Киргилыхского месторождения может быть оценен от > 390 до 140°C , так как основная масса турмалина выделилась до кварца. Действительно, температура декрепитации включений в турмалинах из Таламшинского месторождения близкого типа в хр. Эзоп, по В. К. Рябову (1968), оценивается в $480-440^{\circ}\text{C}$.

Из Кестерского месторождения исследованы двухфазовые включения в кристаллах кварца, амблигонита и апатита, гомогенизирующиеся в жидкую фазу. Формы включений в кварце из кварц-полевошпатовой друзы и кварц-амблигонитового гнезда аналогичны киргилыхским (см. рисунок, б). В кристаллах кварца из кварц-полевошпатовой друзы преобладают первичные газовой-жидкие включения, ориентированные параллельно грани призмы и грани ромбоэдра. Мнимовторичные приурочены к залеченным трещинам. Соотношение объемов газовой фазы и вакуоли колеблется от $1/3$ до $1/10$. Наиболее высокие температуры ($360-340^{\circ}\text{C}$) характерны для включений, находящихся в основании кристаллов, а более низкие ($170-150^{\circ}$) — для включений, располагающихся в верхней части. Таким образом, кварц-полевошпатовые прожилки с друзовыми обособлениями, ответвляющиеся от кварц-микроклиновых пегматоидов, образовались в интервале температур $>360-150^{\circ}\text{C}$. Температура формирования микроклина из пегматоидов, определенная по полевошпатовому геотермометру, оценивается примерно в 450° .

Кристаллы кварца, растущие на границе кварц-амблигонитового гнезда со слюдисто-кварцевыми оловоносными грейзенами, содержат газовой-жидкие включения, частично контролируемые залеченными трещинами. Включения гомогенизируются в интервале температур $360-170^{\circ}\text{C}$. Интересно уменьшение температуры гомогенизации включений от центра кристалла к периферии, хотя единичные включения в центре гомогенизируются также при относительно низких температурах.

В амблигоните наблюдается большое количество полуограниченных и неправильных по форме газовой-жидких включений (см. рисунок, в), расположенных преимущественно в плоскостях спайности минерала. Соотношение газовой фазы и вакуоли колеблется от $1/3$ до $1/4$. Гомогенизация включений протекает в узком интервале температур $330-310^{\circ}\text{C}$, что, несомненно, говорит об образовании амблигонита при этих температурах. Низкие температуры гомогенизации включений в кварце свидетельствуют о продолжении его кристаллизации и после осаждения амблигонита.

Температура формирования грейзенов, по-видимому, была выше температуры кристаллизации амблигонита, поскольку прожилки последнего пересекают грейзены. По данным Б. В. Зацеха (1968), грейзенизация (окварцевание) гранитов массива Каменные Могилы (Приазовье) происходила в интервале температур $430-$

340°С, а редкометалльные грейзены, по И. Н. Говорову и Т. Г. Филипповой (1968), образуются при 400—250°С.

В кристаллах апатита, замыкающего рудный процесс на месторождении, заключены преимущественно неправильные по форме двухфазовые включения (см. рисунок, *з*) с соотношением газовой фазы и вакуоли от 1/7 до 1/10. Включения гомогенизируются при температуре 200—130°С.

Таким образом, Кестерское месторождение оловоносных грейзенов формировалось в интервале температур 450—130°С. Однако начальная температура формирования, по-видимому, была еще выше, поскольку грейзенообразованию предшествовала альбитизация пород, которая, по данным гомогенизации, может совершаться при 500—450°С (Говоров, Филиппова, 1965).

В жильном кварце из дорудных кварцевых жил Эге-Хайского месторождения наблюдаются ограненные (негативные кристаллы), полуограненные и неправильные по форме газовой-жидкие включения (см. рисунок, *д*) с соотношением газовой фазы и вакуоли от 1/3 до 1/2,5. Распределение их в зернах минерала беспорядочное. Включения гомогенизируются в относительно узком интервале температур 360—300°С.

В рудах касситерит-силикатно-кварцевого парагенезиса из Эге-Хайского месторождения исследованы включения в кварце и флюорите. Кварц содержит большое количество ограненных, полуограненных и неправильных по форме газовой-жидких включений (см. рисунок, *е*), находящихся как во внутренних, так и краевых частях и границах зерен. Соотношение газовой фазы и вакуоли колеблется от 1/2 до 1/10, причем оно в общем случае уменьшается от центра к периферии зерен. Температура гомогенизации первичных и мнимовторичных включений находится в интервале температур 440°—250°, причем значительная часть мнимовторичных включений приурочена к залеченным трещинам и имеет относительно низкие температуры гомогенизации. Ко вторичным отнесены включения, расположенные между зернами минерала, гомогенизирующиеся при температурах 210—180°С.

Во флюорите содержится значительное количество неправильных по форме газовой-жидких включений (см. рисунок, *ж*) с соотношением газовой фазы и вакуоли 1/2,5—1/6. Большая часть включений контролируется плоскостями спайности минерала и относится к мнимовторичным. Эти и первичные включения, находящиеся в теле зерна минерала, гомогенизируются в интервале 350—240°С, несколько более низком, чем для кварца. Ко вторичным относятся включения, локализованные в трещинах и гомогенизирующиеся при температуре 210—170°. Таким образом, руды касситерит-силикатно-кварцевого парагенезиса формировались в интервале температур от > 440° и до 240°, так как турмалин выделился в основном раньше жильного кварца. Этому не противоречит ассоциация арсенопирита с пиритом на Улахан-Эгеляхском месторождении, которая возможна ниже 491°С (Clark, 1960).

Для характеристики температуры формирования руд сульфидного парагенезиса специально отбирались мелкие прозрачные кристаллы кварца, заключенные в массе пирротина и сфалерита. В этих кристаллах встречаются единичные полуголачные газво-жидкие включения (см. рисунок, *з*) с соотношением газовой фазы и вакуоли от 1/2,5 до 1/3. Гомогенизация включений происходит при температуре 370—280°С, что находит свое подтверждение в температурах распада сульфидных твердых растворов в сфалерите и халькопирите (см. табл. 2). Таким образом, руды сульфидного парагенезиса могли образоваться в интервале 400—225°С. Следует отметить, что температура кристаллизации сфалерита, определенная по методу Г. Каллеруда (1961), оказывается чересчур завышенной (600—660°С), что согласуется с выводами экспериментальных работ (Годовиков, Птицын, 1965; Чернышев и др., 1968).

Руды сульфидно-карбонатного парагенезиса образовались при температуре ниже 400° — температуры превращения марказита в пирит (Рамдор, 1962). Точнее, флюорит по гомогенизации газво-жидких включений (см. рисунок, *и*) кристаллизуется в интервале 320—200°С, пирит — по величине термо-э.д.с. — 250°С (Smith, 1947). По А. А. Годовикову и Г. Р. Колонину (1965), выделения самородного висмута в галените возможны не выше 271°С.

Кальцит из поздних жил кристаллизовался при температуре 150—130°С, определенной гомогенизацией газво-жидких включений (см. рисунок, *к*).

Таким образом, Эге-Хайское месторождение формировалось в интервале 440—130°С, причем начало кристаллизации каждой последующей стадии минерализации происходило при температуре большей, чем конечная температура предыдущей стадии, что говорит о прерывистом поступлении раствора в зону рудоотложения. К аналогичному выводу пришли М. А. Научитель и Т. Н. Сирина (1968) при изучении одного из оловорудных месторождений турмалинового типа.

В заключение следует отметить, что Кестерское, Киргилыхское и Эге-Хайское месторождения образовались в близких температурных условиях, хотя и относятся к разным формациям и минеральным типам. Этот вывод расходится с общепринятым представлением о более высокой температуре касситерит-кварцевых месторождений, но Г. М. Мейтув и др. (1968), изучая температурные условия образования месторождений Восточного Забайкалья, пришли к такому же заключению, как и мы.

Близость температурных условий формирования руд, в особенности продуктивной стадии минерализации Эге-Хайского и Киргилыхского месторождений, подтверждает ранее высказанный нами вывод о том, что оба эти месторождения независимы друг от друга и связаны с разными очагами рудных растворов (Флеров, Яковлев, 1965). Следовательно, зональность оруденения в Эге-

Хайском рудном узле не связана с температурной зональностью вокруг Киргилыхского массива, как это предполагают О. П. Иванов и др. (1964).

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные пробл. в учении о магматогенных рудн. местор. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г. Химизм минералообразующих растворов редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами.— В кн.: Матер. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм (по данным изучения газово-жидких включений в минералах).— В кн.: Матер. III Всес. совещ. по минералог. термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Годовиков А. А., Колонин Г. Р. Экспериментальные исследования особенностей выделения висмута и возможности его исследования как геологического термометра.— «Геология рудных местор.», 1965, № 2.
- Годовиков А. А., Птицын А. Б. О вхождении железа в сфалерит в гидротермальных условиях.— В кн.: Матер. II Всес. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск, 1965.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968.
- Зацха Б. В. Исследование постмагматических образований гранитного массива Каменные Могилы (Приазовье).— В кн.: Матер. III Всес. совещ. по минералог. термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и индицированность оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1964.
- Иванов О. П. и др. Некоторые закономерности пространственного размещения гидротермальной минерализации в Эге-Хайском рудном поле.— «Уч. зап. ин-та оловянной промышленности», 1964, № 3.
- Каллеруд Г. Сульфидные системы как геологические термометры.— В кн.: Геохимич. исследования. М., ИЛ, 1961.
- Мейтув Г. М., Иванов В. В., Балацкая Л. В. О температурах минералообразования в различных типах месторождений Восточного Забайкалья.— В кн. Матер. III Всес. совещ. по минералог. термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Научитель М. А., Сириня Т. Н. Температурные условия формирования одного оловорудного месторождения по данным термозвукового анализа.— В кн.: Матер. III Всес. совещ. по минералог. термометрии и геохимии глубинных минералообр. растворов. М., 1968.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. М., ИЛ, 1962.
- Рябов В. К. Температурное районирование в оловоносных провинциях с помощью термозвукового метода.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968.
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
- Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их срastания как геологические термометры.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения.— В кн.: Геология оловорудн. и полиметалл. местор. Якутии. М., «Наука», 1965.

- Чернышев Л. В., Анфилогов В. А. и др. Исследование системы Fe — Zn—S в гидротермальных условиях.—«Геология рудных местор.» 1968, № 3.
- Borchert H. Über Entmischungen in System Cu — Fe — S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer.—«Chem. Erde», 1934, Bd. 9.
- Buerger N. W. The unmixing of chalcopyrite from sphalerite.—«Amer. Mineralogist», 1934, v. 19, № 11.
- Clark L. A. The Fe — As — S system: phase relations and applications, pt I, II.—«Econ. Geol.», 1960, v. 55, № 7, 8.
- Smith F. G. The pyrite geothermometer.—«Econ. Geol.», 1947., v. 42, № 6.

И. Я. НЕКРАСОВ, Л. В. СИПАВИНА

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ ОЛОВА И КАССИТЕРИТА В СИСТЕМАХ $\text{Sn—S—H}_2\text{O}$ И $\text{SnO—Na}_2\text{S—H}_2\text{O}$

В последние годы на многих месторождениях касситерит-сульфидной формации Тихоокеанского рудного пояса все чаще находят новые сульфиды олова, присутствующие в пиритовых и пирротиновых рудах наряду с касситеритом и станнином. Еще недавно простые сульфиды олова (герценбергит и беридтит) считались редко встречающимися и, как правило, в балансе олова не учитывались. Между тем в рудах многих низкотемпературных месторождений касситерит-сульфидной формации на их долю может приходиться до 10% и более от общего содержания олова.

Физические свойства простых сульфидов олова, условия их образования и парагенезис минералов, ассоциирующих с ними, остаются все еще не изученными. Этим обусловлен пропуск их при исследовании минерального состава руд. Подобные случаи известны даже для хорошо изученных месторождений, например, Потози и Мария Тереза в Боливии, где в 1964 г. были обнаружены два новых простых сульфида олова: беридтит (SnS_2) и оттеманит (Sn_2S_3). Все чаще стали находиться и другие, ранее известные сульфиды олова, например, герценбергит (SnS) и моусонит ($\text{Cu}_7\text{Fe}_2\text{SnS}_{10}$). Поэтому на тех месторождениях, в рудах которых сульфидное олово составляет 40—60% его общего количества (Хетинское и Хотон-Хайское на Северо-Востоке СССР, Юбилейное в Приморье, многие месторождения провинции Юн-нань в КНР и др.), могут быть обнаружены упомянутые сульфиды олова.

В связи с этим для понимания условий образования и правильной промышленно-экономической оценки эндогенных месторождений олова большое значение приобретают экспериментальные исследования фазовых отношений касситерита и сульфидов олова наиболее простой системы Sn—S в водных растворах. Сухая бинарная система Sn—S уже изучалась многими исследователями (Казаханова и др., 1967; Gaundin, Hamlin, 1938; Anderson, Ridge,

1943; Albers, Schol, 1961; Moh, Otteman, 1962; Moh, 1963; Moh, 1969). В общей сложности в системе Sn—S было синтезировано четыре сульфида олова (SnS , Sn_3S_4 , Sn_2S_3 и SnS_2), из которых, как показано в поздних работах Г. Мо (Moh, 1963, 1969), стабильными являются только три соединения (SnS , Sn_2S_3 и SnS_2). Наиболее детальное описание физических свойств синтезированных сульфидов олова приведено в последней работе Г. Мо (Moh, 1969), к которой и отсылаем интересующихся этим вопросом. В гидротермальных условиях система Sn—S до выполнения настоящей работы не изучалась. Гидротермальный синтез SnS и SnS_2 при температурах 200—400° С был осуществлен ранее (Диман, Некрасов, 1966). При постановке настоящих исследований мы исходили из взаимоотношений природных простых сульфидов олова с другими минералами. Поэтому основные опыты были проведены при температурах 200—400° С в кислой — умеренно-кислой среде и в восстановительных условиях.

В связи с этим целесообразно кратко рассмотреть природные парагенезисы простых сульфидов олова в касситерит-сульфидных месторождениях. В частности, о герценбергите (SnS) известно, что в рудах месторождения Мария Тереза (Оруро, Боливия) он прорастает станнин, пирит, арсенипирит и халькопирит, а сам замещается касситеритом (Ramdohr, 1935a), в месторождении Арандиз Юго-Западной Африки отлагается одновременно с кварцем, пирротином, станнином и арандизитом (Ramdohr, 1935b). Наконец, в Депутатском месторождении на северо-востоке Якутии SnS выделяется совместно с хлоритом, пирротином, пиритом, самородным висмутом, висмутином и касситеритом (Индолев и др., 1964). Оттеманит (Sn_2S_3) обнаружен в сульфидных рудах месторождений Потози и Мария Тереза и в месторождении Арандиз, где он замещает станнин или развивается по пириту и касситериту (Brauns, 1932; Herzenberg, 1932; Moh, Berndt, 1964). Наконец, беридтит (SnS_2) найден в рудах месторождений Арандиз (Ramdohr, 1935b) и Потози (Moh, Berndt, 1964), где замещает станнин и пирит.

Рассмотренные парагенезисы простых сульфидов олова с другими минералами свидетельствуют об отложении их в стадию кислотного выщелачивания, в понимании Д. С. Коржинского (1955), при относительно высокой активности ионов S^{2-} и низком значении окислительного потенциала (Eh) в водных растворах.

ТЕРМОДИНАМИКА ФАЗОВЫХ СООТНОШЕНИЙ ПРОСТЫХ СУЛЬФИДОВ ОЛОВА И КАССИТЕРИТА В ВОДНЫХ РАСТВОРАХ

Для генезиса касситерит-сульфидных месторождений наибольшей ценностью представляет определение полей устойчивости минералов в зависимости от концентрации (активности) вполне подвижного компонента S^{2-} , окислительного потенциала (Eh) и кислотности-щелочности растворов (pH). Поэтому, приступая к термо-

Термодинамические данные, использованные для расчета равновесных реакций

Соединение	Состояние	ΔH° , ккал/моль	ΔG° , ккал/моль	S° , кал/моль	C_p	Уравнение температурной зависимости теплоемкости (C_p)	Литературный источник
SnS	Крист.	-24,0	-23,50	18,4	11,77	$12,65 + 41,38 \cdot 10^{-3} T + 1,73 \cdot 10^5 T^{-2}$	Наумов и др., 1969
SnS ₂	Крист.	-40,0	-38,10*	20,9	—	$15,51 + 4,20 \cdot 10^{-3} T$	Керн, Вайсброд, 1966
Sn ₂ S ₃	Крист.	—	-85,00	—	—	—	Зубова, 1955
SnO ₂	Крист.	-138,8	-124,20	12,5	12,57	$17,66 + 2,4 \cdot 10^{-3} T - 5,16 \cdot 10^5 T^{-2}$	Наумов и др., 1969
SnO	Крист.	-68,4	-61,50	13,5	10,60	$9,55 + 3,50 \cdot 10^{-3} T$	Краткий справочник физ.-хим. величин, 1965
H ₂ S	Жидк.	-9,4	-6,54	29,2	—	$7,02 + 3,68 \cdot 10^{-3} T$	Гаррелс, Крайст, 1968
H ₂ O	Жидк.	-68,3	-56,69	16,7	11,77	$7,17 + 2,56 \cdot 10^{-3} T + 0,08 \cdot 10^{-5} T^{-2}$	Краткий справочник физ.-хим. величин, 1965
H ₂	Газ	0	0	31,2	—	$6,52 + 0,78 \cdot 10^{-3} T + 0,12 \cdot 10^5 T^{-2}$	Краткий справочник физ.-хим. величин, 1965

* Величина рассчитана нами.

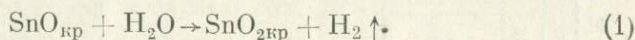
Результаты расчета в системе Sn—S—H₂O

№ п/п	Реакция	ΔG, ккал моль			T°, К	Уравнения
		298° К	473° К	673° К		
1	$\text{SnO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SnO}_2 + 2\text{H}^+ + 2e^-$	-6,09	-8,35	-10,7	298	$\text{Eh} = -0,132 - 0,059 \text{ pH}$
					473	$\text{Eh} = -0,180 - 0,0936 \text{ pH}$
					673	$\text{Eh} = -0,230 - 0,133 \text{ pH}$
2	$\text{SnS} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SnO}_2 + \text{H}_2\text{S} + 2\text{H}^+ + 2e^-$	+6,10	+2,68	-1,22	298	$\text{Eh} = 0,132 - 0,059 \text{ pH} + 0,0295 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
					473	$\text{Eh} = 0,058 - 0,093 \text{ pH} + 0,465 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
					673	$\text{Eh} = -0,026 - 0,133 \text{ pH} + 0,0660 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
3	$\text{SnS} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{SnS}_2 + 2\text{H}^+ + 2e^-$	-8,00	-8,70	-9,15	298	$\text{Eh} = -0,173 - 0,059 \text{ pH} - 0,0295 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
					473	$\text{Eh} = -0,188 - 0,093 \text{ pH} - 0,0465 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
					673	$\text{Eh} = -0,197 - 0,133 \text{ pH} - 0,0660 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
4	$\text{SnO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{SnS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	-14,07	-11,40	-8,15	298	$\lg a_{\text{H}_2\text{S}} = -5,2$
					473	$\lg a_{\text{H}_2\text{S}} = -2,64$
					673	$\lg a_{\text{H}_2\text{S}} = -1,32$
5	$\text{Sn}_2\text{S}_3 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow 2\text{SnS}_2 + 2\text{H}^+ + 2e^-$	+15,34	—	—	298	$\text{Eh} = 0,330 - 0,059 \text{ pH} - 0,0295 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
6	$\text{Sn}_2\text{S}_3 + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{SnO}_2 + 3\text{H}_2\text{S} + 2\text{H}^+ + 2e^-$	+43,76	—	—	298	$\text{Eh} = 0,950 - 0,059 \text{ pH} + 0,0885 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$
7	$2\text{SnS} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{Sn}_2\text{S}_3 + 2\text{H}^+ + 2e^-$	-31,46	—	—	298	$\text{Eh} = -0,685 - 0,059 \text{ pH} - 0,0295 \lg a_{\text{H}_2\text{S}}$

динамическим расчетам в системе Sn—S—H₂O, мы преследовали цель — построить диаграммы в координатах Eh—lg a_{H₂S} для изотермических сечений 298, 473 и 673° К. При этом мы исходили из хорошо известных данных о том, что в кислых растворах, из которых отлагаются интересующие нас простые сульфиды олова, и в восстановительной среде устойчивым соединением, содержащим серу, будет H₂S (Гаррелс, Крайст, 1968). Исходя из экспериментальных данных Т. Н. Козинцевой (1964), концентрация H₂S в природных водных растворах вряд ли превысит 0,1 моль/л.

Исходные для расчетов равновесных реакций термодинамические данные сведены в табл. 1. Результаты расчета важнейших реакций для сечений 298, 473 и 673°К помещены в табл. 2 и на диаграммах (рис. 1, 2), построенных в координатах Eh—lg a_{H₂S} для кислых (при pH=0) и умеренно кислых растворов (pH=4). Так как для соединения Sn₃S₄ термодинамические данные отсутствуют, на рис. 1, а и 2, а оказалось возможным показать лишь угол наклона моновариантных линий реакций равновесия между Sn₃S₄—SnO₂ и Sn₃S₄—Sn₂S₃.

Таким образом, границы полей устойчивости Sn₃S₄ и Sn₂S₃ для изотермического сечения 298°К условны, а для других сечений они не показаны. Моновариантные линии равновесия между SnO и SnS, а также между SnO и SnO₂ на диаграммах не показаны вследствие того, что моноокись олова (SnO) в водных растворах нестабильна, так как реакция сдвинута вправо с образованием касситерита:



Как показали экспериментальные исследования Е. Н. Димана (1969) по определению устойчивости SnO в воде при температуре до 350°С, сдвиг равновесия реакции (1) с повышением *t* возрастает и уже при *t* > 250°С стабилен только SnO₂.

Из рис. 1 и 2 видно, что герценбергит устойчив в сильно восстановительной среде при умеренной активности H₂S только в кислых растворах. По мере повышения окислительного потенциала, величины pH раствора и активности H₂S в нем SnS смещается Sn₃S₄, затем Sn₂S₃ и, наконец, SnS₂. Однако поле устойчивости беридтита (SnS₂) резко сокращается (смещается в область высокой активности H₂S), и уже при температуре выше 673°К это соединение практически вряд ли может существовать. В очень кислых растворах при *t*=298—673°К и умеренном значении окислительно-восстановительного потенциала (Eh от —0,2 до —0,7) из четырех возможных сульфидов олова наиболее устойчивым будет герценбергит (SnS). По мере снижения кислотности растворов (до pH=4) и их температуры при неизменной активности H₂S вместо герценбергита из растворов будут отлагаться сначала Sn₃S₄, затем Sn₂S₃ и последним SnS₂. Поле устойчивости касситерита уменьшается при снижении температуры и возрастании кислотности растворов.

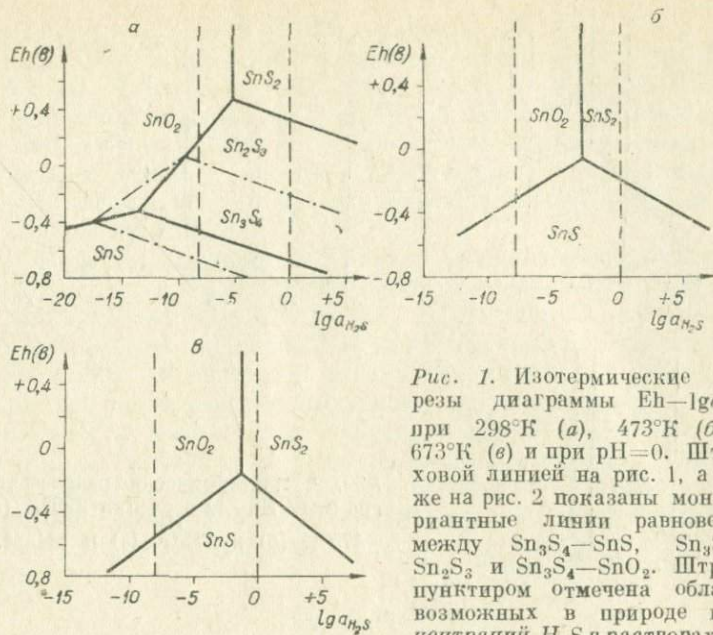


Рис. 1. Изотермические разрезы диаграммы Eh— $\lg a_{H_2S}$ при 298°K (а), 473°K (б) и 673°K (в) и при pH=0. Штриховой линией на рис. 1, а также на рис. 2 показаны моновариантные линии равновесия между Sn_3S_4 — SnS , Sn_3S_4 — Sn_2S_3 и Sn_3S_4 — SnO_2 . Штрихпунктиром отмечена область возможных в природе концентраций H_2S в растворах.

Следовательно, обнаружение в рудах низкотемпературных месторождений касситерит-сульфидной формации пары равновесных сульфидов или сульфидов олова и SnO_2 позволяет судить о физико-химических условиях минералообразования. Присутствие в рудах герценбергита (SnS) указывает на отложение минералов, ассоциирующих с ним в восстановительных условиях из растворов, недосыщенных серой (низкая активность H_2S). Обнаружение в рудах берндтита (SnS_2) указывает на образование его и ассоциирующих с ним минералов из растворов с высокой активностью H_2S в умеренно-восстановительной обстановке. Поэтому SnS и Sn_3S_4 следует искать прежде всего в пирротиновых, а Sn_2S_3 и SnS_2 в пиритовых рудах низкотемпературных сульфидных месторождений.

Результаты термодинамических расчетов равновесий в системе Sn — S — H_2O хорошо согласуются с известными представлениями из теории рудообразования о том, что при повышенной t анионы S^{2-} в окислительной среде исчезают и вследствие этого возникают ограничения для кристаллизации сульфидов. Сульфиды олова, естественно, не представляют в этом отношении какое-либо исключение, и поэтому для их образования наиболее благоприятна восстановительная среда и температура, близкая к 200—300° C. Следует особо подчеркнуть, что при более высокой температуре вместо сульфидов олова должен отлагаться касситерит даже из растворов с довольно высокой концентрацией (активностью) сероводорода (ионов S^{2-}) при наличии окислительной среды. Поэтому ранее высказанные представления Т. М. Суцевской и И. Л. Ходаковского

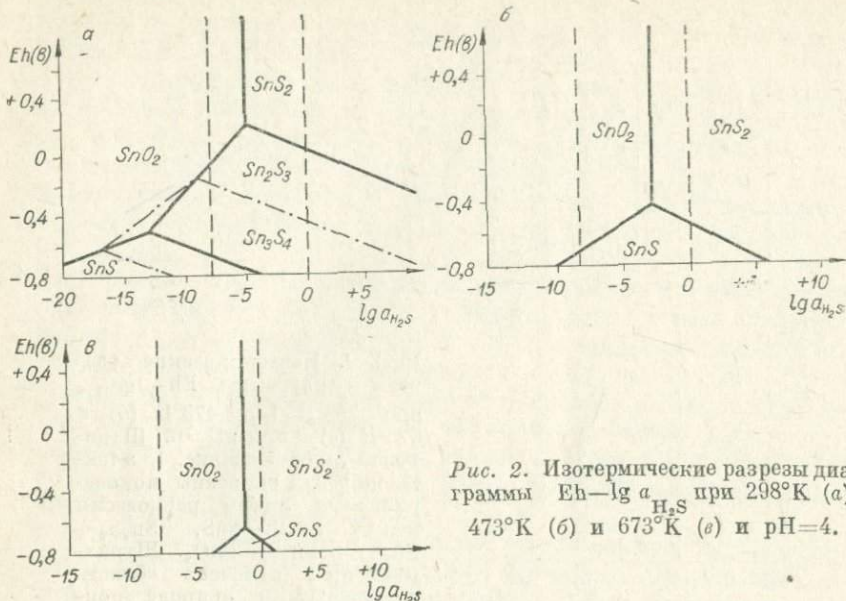


Рис. 2. Изотермические разрезы диаграммы $Eh - \lg a_{H_2S}$ при 298°K (а), 473°K (б) и 673°K (в) и $pH=4$.

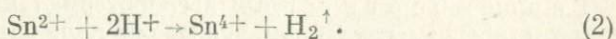
(1968) о том, что основной причиной незначительного развития простых сульфидов олова в рудах эндогенных месторождений является отсутствие в растворах достаточно высоких концентраций сульфидной серы, следует дополнить упоминанием о большом значении при рудообразовании t и Eh среды. Из рис. 1, 2 видно, что герценбергит SnS может образоваться из растворов, имеющих сравнительно невысокую концентрацию ионов сульфидной серы, но обязательно в резко восстановительной среде. Точно так же касситерит, при наличии окислительной среды, будет отлагаться из умеренно кислых растворов с относительно высокой активностью (концентрацией) ионов сульфидной серы. Это представление подтверждается и экспериментальными данными, приведенными ниже.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Опыты по синтезу сульфидов олова в гидротермальных условиях и определению полей их устойчивости в зависимости от t и концентрации серы в системе проводились в титановых автоклавах из сплава ВТ-8 конструкции Н. В. Капустина с затвором типа конус в конус и кольцом для уплотнения из материала с высоким коэффициентом линейного расширения. Давление в них оценивалось по коэффициенту заполнения. Автоклавы помещались в печи сопротивления, питание которых осуществлялось от стабилизаторов St-5000. Температура опыта регистрировалась

потенциометром типа ЭПП-09 с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$. Датчиком э. д. с. служили предварительно отградуированные хромель-алюмелевые термопары. После опыта закладка автоклавов проводилась холодной проточной водой за 2—3 мин. В общей сложности было проведено 160 опытов. В табл. 3, 6 и 7 помещены только те из них, которые используются в качестве опорных при характеристике условий синтеза сульфидов олова или для определения полей их устойчивости на рис. 3, 4, 5.

В качестве исходных материалов использовались следующие реактивы: сера элементарная (марки о. с. ч.), $\text{Na}_2\text{S}\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (марки ч. д. а.), SnO_2 (марки о. с. ч.), $\text{SnCl}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (марки х. ч.) и свежеприготовленная монокись олова. В качестве растворителя при синтезе сульфидов олова иногда добавлялся хлористый аммоний. Величина pH растворов регулировалась добавлением HCl различной нормальности, а Eh, по возможности, сохранялся постоянным. Это достигалось благодаря загрузке в автоклавы строго определенного количества SnO или $\text{SnCl}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в расчете на 1 мл раствора. Эти соединения, как известно, сами являются восстановителями, так как в H_2O они неустойчивы и окисляются с выделением водорода по реакции



Таким образом, опыты проводились нами исключительно в умеренно восстановительных условиях, так как ранее (Диман, Некрасов, 1966) было установлено, что в окислительной среде сульфиды олова не образуются. Конечно, учитывая существующую взаимосвязь между Eh и pH растворов, трудно было избежать незначительных колебаний величины Eh при добавлении HCl в систему. При увеличении кислотности растворов и прочих равных условиях равновесие реакции смещается в сторону увеличения Eh и, как следствие этого, в смеси с сульфидами отлагается небольшое количество SnO_2 .

В системах, содержащих серу, как известно, равновесие достигается очень медленно, и поэтому даже при большой продолжительности опытов (до 1,5 месяцев) не исключена вероятность сохранения неравновесных ассоциаций. Для гарантии равновесия мы не только увеличивали длительность контрольных опытов, но и уменьшали навески исходных компонентов до такого предела, что выход твердой фазы составлял 100—200 мг в 5—10 мл раствора.

Для определения плотности и других физических свойств, а также для изучения равновесий мы получили соединения SnS и SnS_2 в больших количествах (до 20 г) путем пиросинтеза в эвакуированных кварцевых ампулах из смеси элементарной серы и металлического олова (марки о. с. ч.)*.

Диагностика продуктов синтеза производилась по дифрактограммам, снятым на УРС-50 ИМ. Для опорных опытов проводился

* Пиросинтез SnS и SnS_2 осуществлен в лаборатории роста кристаллов ИФТТ АН СССР. Благодарим М. П. Кулакова за содействие в работе.

количественный рентгенофазовый анализ путем сопоставления дифрактограмм синтезированных фаз с дифрактограммами стандартов, изготовленных из мономинеральных кристаллических фаз в строго определенных пропорциях. Величина рН растворов определялась после опытов на рН-метре марки ЛПУ-01 с точностью $\pm 0,1$.

УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО СИНТЕЗА ПРОСТЫХ СУЛЬФИДОВ ОЛОВА

Прежде чем приступить к изучению фазовых соотношений между касситеритом и сульфидами олова в системе Sn—S—H₂O, необходимо было синтезировать последние из растворов. Условия синтеза простых сульфидов олова показаны в табл. 3. Следует отметить, что в чистом виде и в сравнительно большом количестве (0,5—1 г) легко синтезируются только SnS и SnS₂. Два других сульфида олова (Sn₃S₄ и Sn₂S₃) получены из растворов лишь в смеси с SnS или SnS₂ в количестве от 5 до 30%. В ряде опытов они присутствуют в количестве < 5% и поэтому по дифрактограммам не устанавливаются.

Герценбергит (SnS) в гидротермальных условиях образуется во всем изученном диапазоне температур (200—550° С) из растворов с рН от 2 до 8. Он получен путем воздействия на SnCl₂·2H₂O, SnO или SnO₂ растворов, содержащих Na₂S или элементарную серу и хлористый аммоний (см. табл. 3). В тех опытах где источником олова является SnO₂, количество синтезированного SnS не превышает 20% даже при большой длительности опытов и наличии очень кислых растворов (рН = -2—0). В случае загрузки в автоклавы SnCl₂·2·H₂O в смеси с SnS обязательно отлагается 5—20% касситерита, так как в этом случае нам не удается сохранить неизменной величину Eh — в процессе опыта она несколько возрастает. Добавление в качестве восстановителя щавелевой кислоты (см. табл. 3, оп. 36—41) оказывается также недостаточным для образования мономинерального герценбергита за счет касситерита даже при довольно высокой концентрации серы [S] в системе (до 0,7 моль/л). Введение в раствор NH₄Cl резко увеличивает количество синтезируемого SnS и предотвращает появление SnO₂ (оп. 80, 81, 92 в табл. 6).

Мономинеральный SnS был получен нами путем взаимодействия в кислом (рН = -0,3—1,5) водном растворе монооксида олова (SnO) с Na₂S·9H₂O при температуре 200—500° С (оп. 119 в табл. 3; оп. 25, 29, 51, 74, 83, 106, 108 в табл. 7 и др.). При этом концентрация серы [S] в системе варьировала в пределах 0,17—0,72 моль/л, возрастающая соответственно по мере увеличения температуры (см. табл. 3 и 7). При более низком значении [S] в ассоциации с герценбергитом образуется касситерит мелкоигльчатого (200—300° С) или дигипирамидального (400—550° С) габитуса размером до 0,1 мм.

Ранее мы уже отмечали (Димап, Некрасов, 1966), что в сильно-кислых растворах (рН = 0,3—1,5) SnS кристаллизуется в виде

Условия синтеза сульфидов олова и касситерита из растворов

№ опыта	Навеска, г					HCl		[S] моль/л	рН после опыта	t°С	Кoeffи- циент заполне- ния	Продол- житель- ность опыта, ч	Продукты синтеза
	SnO	SnO ₂	SnCl ₂ · 2H ₂ O	Na ₂ S· 9H ₂ O	H ₂ C ₂ O ₄ · 2H ₂ O	концен- трация N	количе- ство, мл						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
5	—	—	0,710	0,540	—	0,1	5,0	0,45	1,5	400	0,69	113	SnS, SnO ₂
13	—	—	0,289	0,440	—	0,1	3,2	0,57	7,0	400	0,69	184	SnO ₂
14	—	—	0,299	0,303	—	0,1	3,2	0,39	6,3	400	0,69	184	SnS, SnO ₂
22	0,180	—	—	0,330	—	1	3,2	0,40	1,0	400	0,69	350	SnS, Sn ₃ S ₄ , SnO ₂
23	0,180	—	—	0,340	—	H ₂ O	3,2	0,44	12,9	400	0,69	350	SnO ₂
31	0,548	—	—	0,926	—	0,5	10,6	0,35	7,8	400	0,69	144	SnS, SnO ₂
36	—	0,606	—	0,926	0,355	1	5,0	0,73	7,0	400	0,69	168	SnO ₂ , SnS
37	—	0,588	—	0,877	0,356	0,1	10,2	0,35	7,2	400	0,69	168	SnO ₂
39	—	0,200	—	0,320	0,120	1	3,4	0,38	1,7	400	0,69	100	SnO ₂
40	—	0,200	—	0,321	0,240	1	1,7	0,70	8,3	400	0,69	100	SnO ₂ , SnS
41	—	0,200	—	0,321	0,121	1	1,6	0,78	7,3	400	0,69	100	SnS, SnO ₂
43	—	—	0,896	0,956	—	0,1	5,0	0,80	2,0	400	0,69	65	SnO ₂ , SnS, SnS ₂
44	—	—	0,897	0,956	—	—	—	0,80	6,3	400	0,69	65	SnS, SnO ₂
47	0,180	—	—	0,330	—	1	3,2	0,41	5,5	400	0,69	330	SnS ₂ , SnO ₂
52	0,223	—	—	0,510	—	1	3,0	0,61	3,4	400	0,69	160	SnO ₂ , SnS ₂
56	0,223	—	—	0,621	—	1	3,1	0,76	5,5	400	0,69	160	SnS ₂ , SnO ₂
57	0,223	—	—	0,846	—	2	3,1	1,01	0,5	400	0,69	160	SnS ₂ , SnO ₂
58	0,335	—	—	0,397	—	1	4,2	0,38	0,2	200	0,92	330	SnS ₂ , SnO ₂
60	0,223	—	—	0,621	—	1,5	4,2	0,58	0,3	200	0,92	330	SnS ₂ , SnO ₂
63	0,223	—	—	0,397	—	0,5	4,3	0,37	1,2	200	0,92	325	SnS, SnS ₂ , SnO ₂
64	0,223	—	—	0,621	—	1,5	4,2	0,57	7,8	200	0,92	325	SnS ₂ , SnO ₂
70	0,442	—	—	1,577	—	1	9,9	0,62	0,9	400	0,69	161	SnS ₂ , SnO ₂
101	0,220	—	—	0,850	—	2	2,3	1,55	0,3	500	0,53	182	SnO ₂ , SnS ₂
102	0,220	—	—	0,330	—	2	2,5	0,55	0,2	500	0,53	182	SnO ₂

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
104	—	0,450	—	1,700	—	0,5	13,4	0,53	11,7	200	0,92	500	SnO ₂
119	0,400	—	—	1,000	—	2	5,6	0,72	0,3	500	0,45	230	SnS
120	0,400	—	—	1,500	—	3	5,6	1,12	0	500	0,45	230	SnS ₂
121	0,400	—	—	0,500	—	0,5	10,9	0,19	0,8	300	0,81	520	SnS ₂ , SnO ₂
122	0,400	—	—	1,000	—	1	10,9	0,38	0,9	300	0,81	520	SnS ₂ , SnO ₂
123	0,400	—	—	1,500	—	1,5	11,9	0,53	0,3	300	0,81	520	SnO ₂ , SnS ₂
136	0,400	—	—	0,500	—	0,5	5,8	0,29	6,8	500	0,53	200	SnO ₂
137	0,400	—	—	1,000	—	1	5,8	0,53	6,8	500	0,53	200	SnO ₂

Примечание. В опыте 44 было залито 5 мл 0,1 N NaOH.

призматических пластинчатых кристаллов черного цвета с характерным металлическим блеском. Длина отдельных индивидов достигает 4 мм, ширина 0,5 мм, а толщина их составляет 0,02—0,2 мм. Из слабых растворов отлагается SnS в виде игловидных кристаллов, химический состав, физические свойства и дифрактограммы пластинчатого и игловидного SnS идентичны. Удельный вес SnS (оп. 119 и 106), определенный капиллярным методом, равен 5,18 г/см³, твердость по шкале Мооса порядка 2,2.

Синтезируемый из растворов, SnS принадлежит к ромбической сингонии и идентифицируется на дифрактограммах (табл. 4) по таким характерным рефлексам, как 2,831 (111), 2,793 (040) и 1,399 (080). Химический состав SnS, полученного пиросинтезом и из растворов (обр. 1 и 2 соответственно), близок между собой (табл. 5).

Соединение Sn₃S₄ в чистом виде из гидротермальных растворов нами не получено. Оно синтезировано в смеси с SnS при 400°С (оп. 22) в количестве 30—40%. В виде примеси (≈5%) Sn₃S₄ встречается в ряде других опытов при 400°С. Реакция образования этого сульфида олова в растворах протекает чрезвычайно медленно (350 ч при 400°) и даже при продолжительности опытов порядка 1,5 мес. при температуре 200—300°С Sn₃S₄ получить не удается. Очень медленно протекает эта реакция и при воздействии Na₂S на герценбергит (SnS).

Уместно отметить, что вопрос о существовании сульфида Sn₃S₄, как стабильного соединения, остается до сих пор спорным. Впервые он был получен Боком и Бойенсом (Bok, Bøyeens, 1957) при изучении сухой бинарной системы Sn—S. Позднее существование этого соединения было подтверждено исследованиями В. Альберса и К. Шоля (Albers, Schol, 1961) и М. Н. Карахановой и др. (1966). Однако более поздними исследованиями этой же системы (Moh, 1969) данная фаза не была обнаружена как при высоких

температурах ($> 600^\circ\text{C}$), так и при низкотемпературном синтезе сульфидов олова путем их нагрева с сероводородом. Это и дало основание Г. Мо считать фазу Sn_3S_4 нестабильной в системе $\text{Sn}-\text{S}$.

Исходя из факта получения Sn_3S_4 в процессе длительного опыта (350 ч) и роста его количества по мере увеличения продолжительности опыта, мы считаем, что этот сульфид стабилен в гидротермальных условиях, во всяком случае при температуре порядка 400°C . Следовательно, мы полагаем возможным и нахождение его в рудах касситеритово-сульфидных месторождений в ассоциации с герценбергилом и пирротинном, т. е. в условиях умеренной активности ионов S^{2-} и в восстановительной среде. Поле устойчивости Sn_3S_4 в зависимости от Eh и концентрации серы в системе [S] очень узкое и на диаграммах рис. 3, 5 показано поэтому условно.

Синтезированный нами Sn_3S_4 представлен черными игловидными кристаллами длиной до 2—3 мм. Дифрактограмма этого сульфида (см. табл. 4) хорошо совпадает с эталонной дифрактограммой, приведенной в картотеке ASTM. Выделить достаточное количество Sn_3S_4 для химического анализа и определения твердости, удельного веса и других физических свойств нам не удалось.

Оттеманит (Sn_2S_3) подобно сульфиду Sn_3S_4 в водных растворах имеет узкое поле устойчивости в зависимости от Eh и концентрации серы в системе. Нам удалось получить ощутимое количество ($> 10\%$ Sn_2S_3) только при 400°C (оп. 146) путем воздействия раствора с Na_2S на SnS_2 (табл. 6).

Синтезированный таким образом сульфид Sn_2S_3 по наиболее интенсивным рефлексам на диаграммах 7,00 (020), 5,50 (120), 4,13 (130), 3,74 (220) и 2,67 (150) соответствует низкотемпературной мо-

Таблица 4

Дифрактограммы простых сульфидов олова

SnS		Sn ₃ S ₄		SnS ₂	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
3	4,03	10	7,00	100	5,91
9	3,417	20	5,50	19	3,49
11	3,246	40	4,13	8	2,942
7	2,923	14	3,74	57	2,775
20	2,831	7	3,35	42	2,152
100	2,793	9	3,25	12	1,965
11	2,303	9	3,22	20	1,819
8	2,020	100	2,80	12	1,739
6	1,987	24	2,75	15	1,666
4	1,869	16	2,68	3	1,575
6	1,780	9	2,37	2	1,549
5	1,711	9	2,25	8	1,522
7	1,689	5	2,11	8	1,475
3	1,622	3	2,06	7	1,389
3	1,448	5	2,00	—	—
7	1,399	3	1,95	—	—
1	1,320	5	1,93	—	—
2	1,263	5	1,76	—	—

Примечание. Условия съемки: излучение $\text{Cu K}\alpha$, Ni-фильтр, 10 мА, 35 кВ, 1000 имп/с.

Таблица 5

Химический состав сульфидов олова

Компоненты	Образец SnS		Образец SnS ₂	
	1	2	3	4
Sn	78,18	77,96	66,09	65,77
S	21,02	21,67	33,97	35,85
Сумма	99,20	99,63	100,06	101,62

Примечание. Анализы SnS и SnS_2 выполнены К. И. Каширцевой и Н. Р. Гагаринц.

Условия постановки и результаты опытов по определению устойчивости SnS и SnS₂

№ опыта	Навеска, г				10% NH ₄ Cl, мг	HCl		t, °C	pH	Коэффициент заполнения	Продолжительность опытов	Продукты реакции, вес. %
	SnS	SnS ₂	S	Na ₂ S·9H ₂ O		конденсация, N	количество, мг					
66	0,40	—	—	—	—	H ₂ O	10,4	400	4,2	0,69	165	SnS(90), SnO ₂ (10)
68	0,40	—	—	1,27	—	1	10,0	400	0,3	0,65	165	SnS ₂
80	0,067	—	0,007	—	1,64	—	—	200	6,1	0,92	332	SnS(70), SnS ₂ (30)
81	0,070	—	0,005	—	1,64	—	—	200	7,3	0,92	332	SnS(90), SnS ₂ (10)
82	0,40	—	—	1,27	—	1	10,0	400	5,9	0,69	285	SnS ₂
87	0,17	—	—	0,60	—	2	4,5	200	-0,2	0,92	672	SnS
92	0,36	—	0,038	—	10,5	—	—	400	5,3	0,69	312	SnS
96	0,17	—	0,210	—	4,37	—	—	200	2,2	0,92	768	SnS ₂
97	0,33	—	0,070	—	6,15	—	—	550	Не-изм.	0,45	144	SnO ₂
100	0,17	—	0,105	—	1,90	—	—	550	»	0,45	144	SnO ₂
114	—	0,40	—	—	—	1	9,6	400	0,1	0,69	336	SnS
115	—	0,40	—	0,50	—	2	9,5	400	-0,2	0,69	336	SnS ₂ (60), SnS(40)
118	—	0,20	—	—	—	H ₂ O	2,6	500	Не-изм.	0,53	232	SnO ₂
145	—	0,15	—	0,50	—	2	3,1	400	0,7	0,69	504	SnS ₂ (70), SnS(30)
146	—	0,15	—	0,50	—	2	3,1	400	0,7	0,69	504	SnS ₂ (50), SnS(40), Sn ₂ S ₃ (10)

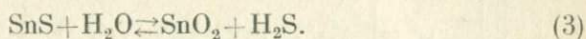
Примечание. В опыте 146 добавлено 0,2 г H₂C₂O₄·2H₂O.

дификации этого соединения ($\delta\text{Sn}_2\text{S}_3$), полученного Г. Мо (Moh, 1969) в сухой системе, а также природному оттеманиту (Moh, Berndt, 1964).

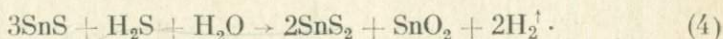
Соединение Sn₂S₃ образуется в виде мелких (0,1—0,5 мм), плохо ограненных кристаллов уплощенно-призматического облика, темно-серого цвета. Чаще всего они развиваются по золотисто-коричневым кристаллам SnS₂. В отраженном свете Sn₂S₃ имеет серую окраску на фоне желто-белого SnS, добавленного в полированный шлиф для сравнения.

Б е р н д т и т (SnS₂) в гидротермальных условиях образуется во всем изученном диапазоне температур (200—500°C) при довольно высокой концентрации серы (0,4 моль/л) в системе. Мономинеральный синтез SnS₂ наиболее легко осуществляется в кислых растворах (pH=0—4) и умеренно-восстановительных условиях. Однако чаще всего SnS₂ образуется в смеси с SnS и SnO₂ и редко с оттеманитом (см. табл. 6, оп. 146), с которым, казалось бы, берндтит должен быть наиболее стабилен.

В целях изучения реакции преобразования SnS в SnS₂ и реакции разложения SnS₂ в растворах с разной концентрацией серы в системе и различной величиной pH в растворах мы поставили серию опытов, в которых исходным для загрузки материалом служили берндтит и герценбергит (см. табл. 6). Из таблицы видно, что герценбергит в водных растворах, не содержащих серу, разлагается с образованием стабильной фазы SnO₂. Скорость разложения SnS на касситерит возрастает с повышением температуры (сравни оп. 68 и 97, табл. 6). При температуре 550° SnS разлагается с образованием касситерита не только в чистой H₂O, но и в растворах, содержащих серу. Следовательно, снижение температуры растворов, содержащих небольшое количество серы, само по себе сдвигает равновесие реакции влево, т. е. способствует отложению сульфидов олова, а не касситерита:



При наличии повышенной концентрации серы в растворах (главным образом в виде S²⁻) SnS будет разлагаться с образованием SnS₂ или смеси SnS₂ + SnO₂ вследствие протекания реакции в слабокислых водных растворах:



При этом промежуточный сульфид Sn₂S₃ (оттеманита) не образуется по двум причинам. Как известно (Мох, 1963), скорость образования Sn₂S₃ в растворах очень невелика и, кроме того, оттеманит стабилен только в довольно кислых растворах (pH < 3—4), что хорошо видно на рис. 3 (в умеренно-восстановительных условиях).

Разложение SnS₂ в водных растворах, не содержащих серу, приводит к образованию SnO₂, а в растворах с низкой концентрацией серы — к появлению SnS или SnS в смеси с Sn₂S₃ при большой продолжительности опытов и низкой pH (см. табл. 6, оп. 146).

Берндтит из растворов кристаллизуется в виде гексагональных пластинчатых кристаллов размером до 4 мм. Цвет его золотисто-желтый до золотисто-коричневого, удельный вес 4,42 г/см³, твердость 1,78 по шкале Мооса. В проходящем свете кристаллы SnS₂ прозрачны, окрашены в светло-желтый цвет. Показатели преломления его: $N_g = 1,942 \pm 0,06$; $N_p = 1,723 \pm 0,03$; $N_g - N_p = 0,219$. Соединение оптически отрицательное. Химический состав SnS₂, полученного из водных растворов (см. табл. 5, обр. 3) близок химическому составу SnS₂, полученного путем пиросинтеза (обр. 4). Дифрактограмма SnS₂, полученного из растворов (см. табл. 4), совпадает с дифрактограммой β-SnS₂, стабильного в сухой бинарной системе до 698° С.

Условия постановки и результаты опорных опытов по изучению равновесий в системе

№ опыта	Навеска, г		HCl		[S], моль/л	Коэффициент заполнения	t, °C	pH	Продолжительность опытов, ч	Соединения
	SnO	Na ₂ S·9H ₂ O	концентрация, N	количество, мл						
59	0,223	0,397	1	4,3	0,37	0,92	200	0,4	330	SnS ₂
61	0,223	0,846	2	4,2	0,78	0,92	200	0,2	330	SnS ₂
62	0,335	0,397	0,5	4,3	0,37	0,92	200	1,0	325	SnS (80), SnO ₂ (20)
65	0,180	0,846	1	4,2	0,77	0,92	200	5,1	325	SnS ₂
74	0,223	0,329	2	3,2	0,42	0,92	200	-0,2	408	SnS
75	0,223	0,846	2	3,1	1,01	0,92	200	0,3	408	SnS ₂
110	0,400	0,500	1	12,7	0,16	0,92	200	0,4	760	SnS (90), SnS ₂ (10)
138	0,400	0,250	0,5	12,7	0,08	0,92	200	1,0	950	SnO ₂
139	0,400	1,000	1,5	12,8	0,33	0,92	200	0,3	950	SnS (70), SnO ₂ (30)
140	0,400	1,250	2	12,5	0,42	0,92	200	0,2	950	SnS ₂
106	0,400	0,500	1	12,3	0,17	0,81	300	0,3	504	SnS
108	0,130	0,330	2	3,9	0,33	0,81	300	-0,3	504	SnS
124	0,130	0,669	2	3,8	0,66	0,81	300	0,3	528	SnS ₂
125	0,130	0,100	0,5	3,8	0,10	0,81	300	0,8	592	SnS (70), SnO ₂ (30)
126	0,130	0,030	0,25	4,0	0,03	0,81	300	1,6	592	SnS (60), SnO ₂ (40)
130	0,400	1,500	0,75	10,7	0,53	0,81	300	7,3	480	SnO ₂
131	0,400	2,000	0,5	10,6	0,70	0,81	300	7,1	480	SnO ₂
148	0,400	0,500	0,3	11,2	0,19	0,81	300	7,0	720	SnS (80), SnO ₂ (20)

24	0,180	0,670	1	3,2	0,80	0,69	400	8,3	330	SnS (10), SnO ₂ (90)
25	0,551	0,960	1	10,4	0,38	0,69	400	0,7	284	SnS
28	0,550	0,930	1	7,6	0,49	0,69	400	3,9	135	SnS (70), SnO ₂ (30)
29	0,550	0,980	1	11,9	0,34	0,69	400	0,5	68	SnS
30	0,181	0,342	1	3,2	0,44	0,69	400	6,5	336	SnO ₂
32	0,559	0,975	1	10,3	0,38	0,60	400	1,1	144	SnS (80), SnO ₂ (20)
33	0,787	0,947	1	10,4	0,37	0,69	400	1,1	144	SnS (70), SnO ₂ (30)
48	0,224	0,510	1	3,0	0,64	0,69	400	12,4	330	SnO ₂
49	0,223	0,622	0,5	3,0	0,77	0,69	400	12,1	330	SnO ₂
50	0,223	0,847	1	3,0	1,01	0,69	400	11,4	330	SnO ₂
51	0,180	0,329	2	3,2	0,42	0,69	400	-0,4	330	SnS
55	0,223	0,510	0,5	3,2	0,57	0,69	400	7,3	160	SnO ₂
76	0,228	1,038	2	10,3	0,41	0,69	400	-0,2	288	SnS (90), SnS ₂ (10)
77	0,228	0,644	0,5	10,3	0,25	0,69	400	5,6	288	SnO ₂
78	0,228	0,894	1	10,1	0,36	0,69	400	0,9	288	SnO ₂
83	0,228	1,038	2	10,3	0,42	0,69	400	-0,3	285	SnS
93	0,228	1,576	2	10,0	0,62	0,69	400	-0,2	300	SnS ₂
143	0,400	0,750	1	10,3	0,30	0,69	400	0,6	480	SnS (70), SnO ₂ (30)
144	0,400	1,250	2	10,0	0,52	0,69	400	0,1	480	SnS (90), SnO ₂ (10)

О ВЛИЯНИИ t , pH РАСТВОРОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ СЕРЫ В СИСТЕМЕ НА УСТОЙЧИВОСТЬ СУЛЬФИДОВ ОЛОВА И КАССИТЕРИТА

В системе $\text{Sn—S—H}_2\text{O}$ стабильны пять соединений (SnO_2 и 4 сульфида). Фазовые отношения между сульфидами и касситеритом, как известно, зависят от режима кислорода и серы (S^{2-}), точнее, от соотношения этих вполне подвижных компонентов в растворах. К сожалению, в настоящее время нет методики одновременного контроля активностей или давлений этих компонентов (P_{O_2} и P_{S_2}) в системе в процессе опыта. Мы можем реально оценивать лишь влияние валовой концентрации серы $[\text{S}]$ в системе на равновесие сульфидов и касситерита, сохраняя при этом неизменной величину окислительно-восстановительного потенциала ($E_h = \text{const}$).

Исходя из этих представлений, мы первоначально попытались изучить фазовые соотношения сульфидов олова и касситерита в зависимости от величины pH и концентрации серы в системе $\text{SnO—Na}_2\text{S—H}_2\text{O}$ для трех изотермических сечений 200, 300 и 400° С. При этом окислительно-восстановительный потенциал поддерживался, по возможности, в каждой серии опытов постоянным. Это достигалось путем введения в раствор определенного количества восстановителя в расчете на 1 мл раствора. В качестве восстановителя удобно было использовать моноокись олова, которая легко окисляется в воде с выделением H_2 . Следовательно, количество последнего можно рассчитать для любой реакции получения сульфида или касситерита. Нами все опыты проводились в умеренно-восстановительных условиях.

Из табл. 3 и 7 видно, что в умеренно-восстановительных условиях все четыре сульфида олова удалось получить только для сечения 400° С. В двух других изотермических сечениях (200—300° С) сульфиды Sn_3S_4 и Sn_2S_3 нами получены только в виде примесей к SnS и SnS_2 соответственно ($< 5\%$), так как диапазон их устойчивости в зависимости от активности S^{2-} очень узкий, а скорость реакций образования в растворах невелика даже в кислой среде. Поэтому мы ограничились изображением фазовых соотношений сульфидов олова и касситерита в зависимости от концентрации серы в системе $[\text{S}]$ и pH растворов только для одного изотермического сечения (400° С) при условии сохранения E_h постоянным (рис. 3).

Из рисунка следует, что два сульфида (Sn_3S_4 и Sn_2S_3) стабильны в этих условиях только в очень кислых растворах (pH=4). В растворах, близких к нейтральным, они неустойчивы даже при высокой концентрации серы в системе. Диапазон устойчивости герценбергита и беридтита более широкий, но и они в щелочной среде сменяются касситеритом. Следует отметить, что при температуре ниже 300° из слабощелочных растворов вместо SnO_2 отлагается гидрат окиси олова типа $m\text{SnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (по рентгенограммам близкий к варламовиту). Этот гидрат окиси олова при нагревании легко гидратируется и переходит в SnO_2 .

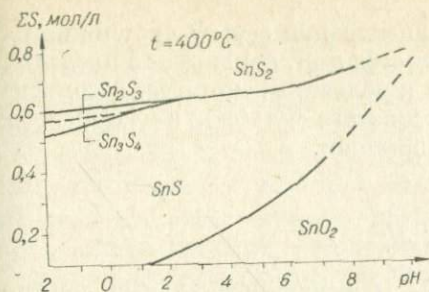


Рис. 3. Схема полей устойчивости сульфидов олова и касситерита в зависимости от pH растворов и концентрации серы в системе $\text{Na}_2\text{S}-\text{SnO}-\text{H}_2\text{O}$ для сечения 400°C (умеренно-восстановительная среда).

На рис. 4 и 5 показана зависимость устойчивости сульфидов олова и касситерита от температуры и концентрации серы в системе при постоянных значениях $\text{pH} = 5-6$ и $0-1$, а также при неизменном восстановительном потенциале. Из сопоставления рис. 4 и 5 видно, что в слабокислых (близких к нейтральным) растворах сульфиды Sn_3S_4 и Sn_2S_3 в пределах температур $200-550^\circ$ не образуются. В кислых растворах поля стабильности Sn_3S_4 и Sn_2S_3 с возрастанием температуры сужаются и сульфид Sn_3S_4 вообще вряд ли может существовать при $t > 550^\circ$. Поле устойчивости касситерита в растворах с $\text{pH} = 0-1$ уменьшается и смещается в высокотемпературную область.

Наиболее распространенный в природе сульфид SnS , как видно из рис. 4 и 5, устойчив в ассоциации с касситеритом в широком диапазоне изменения концентрации серы и температуры. В кислых растворах ($\text{pH} = 0-1$) он легко образуется при температуре $200-450^\circ$ даже при очень низкой концентрации серы в системе (порядка 0,1 моль/л и ниже). С увеличением щелочности поле стабильности SnS резко сужается за счет SnO_2 при температурах 400° и за счет SnS_2 при температурах $< 200^\circ$. Для отложения герценбергита наиболее оптимальными являются восстановительные условия, температура порядка $200-400^\circ$, умеренно-кислые растворы, имеющие относительно небольшую концентрацию ионов

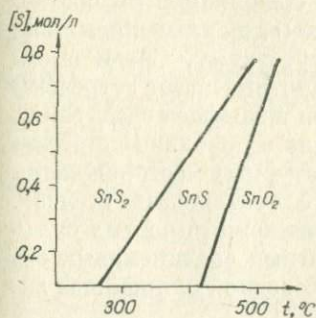


Рис. 4. Схема полей устойчивости сульфидов олова и касситерита в умеренно-восстановительной среде и слабых растворах ($\text{pH} = 5-6$).

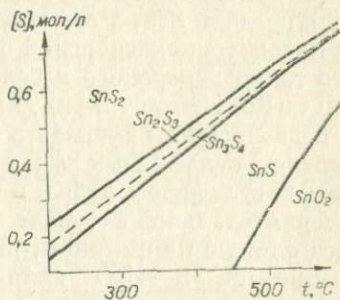


Рис. 5. Схема полей устойчивости сульфидов олова и касситерита в умеренно-восстановительной среде и сильно-кислых растворах ($\text{pH} = 0-1$).

S²⁻. В наших опытах валовая концентрация серы в системе при t от 200 до 400°, при которой отлагается SnS, варьирует в пределах от 0,05 до 0,5 моль/л, что близко к условиям, которые, несомненно, имели место в период отложения этого сульфида в месторождениях касситерит-сульфидной формации.

ВЫВОДЫ

1. Термодинамические расчеты и экспериментальные данные по гидротермальному синтезу в системе $\text{Na}_2\text{S}-\text{SnO}-\text{H}_2\text{O}$ позволяют оценить условия образования простых сульфидов олова и касситерита в месторождениях касситерит-сульфидной формации. Устойчивость каждого из четырех сульфидов олова и касситерита определяется главным образом соотношением активностей (концентраций) серы и окислителя-восстановителя при условии протекания реакций в кислых растворах при температуре 200—400°. Понижение температуры растворов в ходе минералообразования способствует также отложению сульфидов олова даже из растворов с довольно низкой концентрацией серы. Из растворов с той же концентрацией серы, но в условиях повышенной температуры (порядка 500° и выше) будет отлагаться касситерит.

2. При наличии в кислых растворах ($\text{pH} \leq 6$) сильного восстановителя в первую очередь отлагается герценберgit (SnS) даже в случае сравнительно невысокой концентрации серы. С увеличением концентрации серы SnS, естественно, будет сменяться сначала Sn_3S_4 , затем Sn_2S_3 и, наконец, SnS_2 . Повышение щелочности и окислительного потенциала в растворах (при какой-либо постоянной температуре) также приводит к вытеснению сульфидов олова касситеритом. Этот процесс имел место на некоторых эндогенных месторождениях в позднещелочную стадию минералообразования, например, на Хотон-Хайском месторождении в Якутии (Смирнов, 1947) в сульфидных рудах содержание Sn составляет в среднем 2%, а станнин и касситерит (за исключением явно вторичной тонкодисперсной разности) отсутствуют. Среди смеси этого тонкодисперсного касситерита и пирротина нами встречены реликты SnS. Этот сульфид сильно разложен и замещен здесь SnO_2 . Это позволяет нам высказать предположение о довольно широком развитии в сульфидных рудах низкотемпературных месторождений простых сульфидов олова в ассоциации с сульфидами железа. Экспериментальное изучение фазовых соотношений простых сульфидов олова с пирротинном, пиритом и другими соединениями системы $\text{Sn}-\text{Fe}-\text{S}-\text{H}_2\text{O}$ является нашей очередной ближайшей задачей.

3. На оловорудных месторождениях касситерит-сульфидной формации простые сульфиды олова всегда отлагаются в парагенезисе с пиритом, пирротинном и станнином. Подмечено, что герценберgit обычно тяготеет к пирротин-станниновым, а берндтит и оттеманит — к пирит-станниновым рудам. Последовательность от-

ложения сульфидов олова и железа регулируется в основном двумя физико-химическими факторами: температурой и a_{S_2} (f_{S_2}). Количественное определение активности или летучести серы в растворах, равновесных с сульфидами олова, представляет собой методически трудную задачу. Однако нами уже разработана методика оценки a_{S_2} с помощью буферов и индикаторов. Одним из них является пара пирит — пирротин, а также само соединение $Fe_{1-2}S$, состав которого в равновесии с раствором закономерно изменяется в зависимости от a_{S_2} . Использование Fe-сульфидов в качестве буферов и индикаторов позволило нам уже сейчас определить, что линия равновесия $SnS - Sn_2S_3$ при $300^\circ C$ проходит через точку, соответствующую $a_{S_2} = 10^{-10,8}$, а при $400^\circ C - 10^{-8,4}$ атм. Точно так же линия равновесия $Sn_2S_3 - SnS_2$ при 300 и $400^\circ C$ определяется значениями $a_{S_2} = 10^{-9,7}$ и $10^{-7,3}$ атм соответственно, т. е. поле стабильности Sn_2S_3 весьма узкое по координате a_{S_2} .

Эти количественные значения a_{S_2} могут быть использованы для объяснения условий образования ассоциаций герценбергит + пирротин + станнин и берндтит (редко оттеманит) + пирит + станнин в касситерит-сульфидных рудах.

Пользуясь случаем, благодарим Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, Л. Л. Перчука и Н. И. Безмена за интерес к нашим исследованиям, за советы и замечания, К. И. Каширцеву и Н. Р. Гаспаряню — за выполнение химических анализов сульфидов, А. И. Голоднову — за снятие диффрактограмм.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Диман Е. Н., Некрасов И. Я. Условия образования простых сульфидов олова по экспериментальным данным. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2.
- Диман Е. Н. Оловосодержащие бораты. Синтез и исследование. (Автореф. канд. дисс.). М., 1969.
- Зубова Г. А. Термохимические данные простых сульфидов олова. — В кн.: Тезисы докл. научно-технической конф. МХТИ им. Менделеева. М., 1955. ■
- Индолев Л. Н., Флеров Б. Л. и др. Герценбергит из Депутатского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 5.
- Караханова М. И., Пашинкин А. С., Новоселова А. В. Определение давления диссоциации твердых сульфидов олова. — «Изв. АН СССР. Неорганические минералы», 1967, т. 3, № 11.
- Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир», 1966.
- Козинцева Т. П. Исследование растворимости сероводорода в воде при повышенных температурах. — «Геохимия», 1964, № 8.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Браткий справочник физико-химических величин. М.—Л., «Химия», 1965.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., «Наука», 1969.

- Смирнов С. С. Зона окисления оловорудных месторождений. — В кн.: Геология олова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Суцневская Т. М., Ходаковский И. Л. К условиям образования минералов олова в гидротермальных условиях. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 6.
- Albers W., Schol K. The P — T — X phase diagram of the system Sn — S. — «Philips Res. Repts.», 1961, 16.
- Anderson J. S., Ridge M. J. The system tin-stannous sulfide. «Trans. Faraday Soc.», 1943, 39.
- Bok L. D., Voeyens J. C. A. Preparation of double metal sulphides of the type AB_2S_4 ; Part II, compounds of tin. — «J. S. Afric. Chem. Inst.», 1957, 10, № 2.
- Brauns R. Zusatz der Redaction zur Veroffentlichung von Herzenberg Kolbeckin Sn_2S_3 ein neues Zinnmineral. — «Cbl. Miner. etc. Abt. A.», 1932, № 11.
- Gaundin A. M., Hamlyn W. T. Pyzosynthesis, identification and study of tin sulfides and of tin sulfides with antimony and lead sulfides. — «Econ. Geol.», 1938, 33.
- Herzenberg R. Kolbeckin Sn_2S_3 ein neues Zinnmineral. — «Cbl. Miner. etc. Abt. A.», 1932, № 11.
- Moh G. H., Ottemann J. Neue Untersuchungen an Zinnkiesen und Zinnkiesverwandten. — «Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.», 1962, 99, № 1.
- Moh G. H. Sulfide system containing Sn. — Carnegie Inst., Wash., Year Book 62, 1963.
- Moh G. H., Berndt F. Two new natural tin sulfides Sn_2S_3 and SnS_2 . — «Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.», 1964, Hf. 3.
- Moh G. H. The Tin-Sulfur System and Related Minerals. — «Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.», 1969, 111, № 3.
- Ramdohr P. Vorkommen und Eigenschaften des Herzenbergits. «Z. Krist.», 1935a, 92 A.
- Ramdohr P. Die Zinnerschläuche im der Stiepelmanngrube bei Arandis, Südwestafrika. — «Neues Jahrb. Mineral. Reil.», 1935 b, 70 A.
-

ПРИЛОЖЕНИЕ

Чыбагалагское месторождение

- Фото 1.* Слюдисто-альбитовая миарола в кварц-микроклин-пертитовой породе. Внешняя зона миаролы — альбит (Аб), средняя — мусковит (Му), ядро — тонкочешуйчатая слюда типа жильбертита (Жб). В средней зоне и ядре видны кристаллы турмалина (обведено тушью.) Шлиф, николи +, увел. 20.
- Фото 2.* Прозилкок клиногумитового кальцифира со шпинелью (Шп) и форстеритом в клиногумитовом кальцифире. У зальбандов прожилка развиваются иглы людвигита (Лд), растущие в сторону кальцифира. Шлиф, николи +, увел. 20.
- Фото 3.* Замещение серпентинитом (Сп) форстерита (Фo). Фон — флогопит (Фг), черные игольчатые кристаллы — людвигит (Лд). Шлиф, николи ||, увел. 100.
- Фото 4.* Гранат (Гр) развивается по плагиоклазу (Плг) в пироксен (Пи)-плагиоклазовой околоскарновой породе. Штуф.
- Фото 5.* Шеелит (Шл) в околоскарновой породе, идиоморфный к пироксену (Пи) и плагиоклазу (Плг). Роговая обманка (Рог) развивается по пироксену. Фл — флюорит. Шлиф, николи ||, увел. 20.
- Фото 6.* Замещение аксинитом (Акс) везувиана (Вез), ранее замещенного доизитом, кальцитом с примесью кварца и светлой слюды. Шлиф, николи ||, увел. 20.
- Фото 7.* Иглы актинолита (Акт) цементируются кварцем (Кв) и кальцитом (Кц), но отсутствуют во флюорите (Фл). В нижней части фото виден кристалл актинолита в трещине во флюорите. Шлиф, николи ||, увел. 100.
- Фото 8.* Замещение везувиана (Вез) флогопитом (Фг) и кальцитом. Шлиф, николи ||, увел. 40.
- Фото 9.* Нарастание призматических кристаллов на турмалин (Ту) и замещение последнего кварцем (Кв) от центра радиально-лучистого агрегата. Рельефные кристаллы — касситерит (Кс), Кц — кальцит. Шлиф, николи ||, увел. 20.
- Фото 10.* Кошьевидный кристалл касситерита (Кс) и игольчатые кристаллы актинолита (Акт) в кальците (Кц). Шлиф, николи ||, увел. 40.
- Фото 11.* Регенерированный сноповидный актинолит (Акт) в пирротине (По) и халькопирите (Хп). Кв — кварц, Кс — касситерит, Сфл — сфалерит. Аншлиф, увел. 150.
- Фото 12.* Пойкилитовые включения игл актинолита (Акт) в халькопирите (Хп), заместившем кварц и кальцит. Аншлиф, увел. 50.

Скарновое месторождение

- Фото 13.* Зерна шеелита (Шл) с неровными очертаниями в кварц (Кв)-биотитовой (Бт) породе. Шлиф, николи ||, увел. 70.
- Фото 14.* Послойное замещение сульфидами (преимущественно пирротиним) микроскладки. Черное — пироксеновый скарн.
- Фото 15.* Прозилкок кварца с халькопиритом и шеелитом в пластовой залежи, где известковые прослои замещены рудой (светлые полосы). Черные полосы — прослои биотитовых роговиков.
- Фото 16.* Зерно шеелита (Шл) неправильных очертаний среди пироксена (Пи). Черное — пирротин (По), замещающий пироксен; Кц — кальцит. Шлиф, николи ||, увел. 70.
- Фото 17.* Идиоморфные кристаллы шеелита (Шл) в кварце (Кв) цементируются халькопиритом (Хп) с включениями самородного висмута. Аншлиф, увел. 40.
- Фото 18.* Вольфрамит (Вф) нарастает на кристаллы шеелита (Шл) и цементируется халькопиритом (Хп), черное — актинолит (Акт). Аншлиф, увел. 200.
- Фото 19.* Гиацинтиморфная структура руды. Порядок идиоморфизма: пирит (Пир) — кварц (Кв) — кальцит (Кц) — халькопирит (Хп). Аншлиф, увел. 70.
- Фото 20.* Блеклая руда (Бл) цементирует пирит (Пир) и корродирует кварц (Кв). Чешуйчатые агрегаты — хлорит (Хл). Аншлиф, увел. 100.

- Фото 21.* Замещение сульфидами (черное) кварца (Кв), в то время как актинолит (Акт) остается незамещенным. Шлиф, николи ||, увел. 100.
- Фото 22.* Кайма висмутина (Вс) и самородного висмута (Ви) на зернах пирротина (По). Черное — кварц. Аншлиф, увел. 700.
- Фото 23.* Поздний вольфрамит (Вф) в кальците (Кц) замещается шеелитом (Шл). Белое у края фото — пирротин (По). Аншлиф, увел. 200.

Валькумейское месторождение

- Фото 24.* Пересечение кварц-турмалиновой жилы (Кв+Тур) арсенопирит-кварцевой жилой (Арс+Кв) с касситеритом и турмалином у зальбандов. Полированный штучф.
- Фото 25.* Радиально-лучистые агрегаты турмалина (черное) в адуляризованном и альбитизированном гранитоиде. Между иглами турмалина пирит и касситерит (серое). Полированный штучф, увел. 2.
- Фото 26.* Идиоморфизм адуляра (Ад) к касситериту (Кс). Шлиф, николи ||, увел. 50.
- Фото 27.* Прожилок адуляра (Ад) с касситеритом (Кс) у зальбандов. В центральной полосе прожилка мелкозернистая масса турмалина, адуляра, кварца и касситерита (Ту+Кв). В правой части фото адуляровые полосы сливаются. Полированный штучф.
- Фото 28.* Пирит (I) (Пи), ксеноморфный к касситериту (Кс), как и последний, содержит включения турмалина (Ту). Черное — кварц. Аншлиф, увел. 70.
- Фото 29.* Образование касситерита (Кс) по снайности деформированной светлой руды (Сл). Слюда корродируется карбонатом и кварцем (Кб+Кв). В кварце заключены игольчатые кристаллы турмалина. Шлиф, николи ||, увел. 78.
- Фото 30.* Касситерит (Кс) и кварц (Кв) последовательно нарастают на сноповидные агрегаты турмалина (Ту). Пирротин (По) замещает кварц. По их контакту образуется полоска карбоната (Кб). Шлиф, николи ||, увел. 78.
- Фото 31.* Разложение галеновисмутита (Гв — серое) на висмутоплагинит (Ви) и висмутин (Вт) и самородный висмут (белые точки) на границе с халькопиритом (Хп), черное — турмалин. Аншлиф, увел. 700.
- Фото 32.* Включение блеклой руды (Бл) и самородного висмута (Ви) в халькопирите (Хп); Сф — сфалерит. Черное — дефекты полировки. Аншлиф, увел. 140.
- Фото 33.* Последовательное замещение халькопирита (Хп) карбонатом (Кб) и карбоната кварцем (Кв). Черное — дефекты полировки. Включения сфалерита (Сф) остались незамещенными, так же как и станнина (мелкая светлая сыпь в карбонате и кварце). Аншлиф, увел. 210.
- Фото 34.* Замещение виллиамитом (Вл) станнина (Ст) по краям его скоплений и внутри этих скоплений вокруг включений турмалина (черное). Темный фон — турмалиновая порода с карбонатом. Аншлиф, увел. 180.
- Фото 35.* Гнездо виллиамита (Вл), станнина (Ст), халькопирита (Хп) и пирротина (По) в турмалиновой породе с карбонатом (черное). Более поздние прожилковидные выделения мелкозернистого виллиамита и пирита (Вл+Пи). Аншлиф, увел. 500.
- Фото 36.* Эмульсионная вкрапленность халькопирита (белое), ориентированная по снайности кальцита (Кц). Справа фото более крупное выделение халькопирита (Хп) со станнином (Ст). Аншлиф, увел. 450.
- Фото 37.* Метакристаллы кварца (Кв) в халькопирите (Хп) с оставшимися незамещенными дендритовидными вростками сфалерита (Сф). Черное — дефекты полировки. Аншлиф, увел. 80.
- Фото 38.* Идиоморфные кристаллы кварца (Кв) нарастают на зальбанды карбонат(Кб)-пиритового (Пи) прожилка. Серое (Ту) — кристаллы турмалина в кварце и карбонате (светло-серое), ранее заместившем кварц вмещающей породы. Аншлиф, увел. 80.

- Фото 39.** Пластинчатые выделения джемсонита (Дж) в станине (Ст). Черное — турмалин с карбонатом в интерстициях. Аншлиф, увел. 200.
- Фото 40.** Микрозональность в сульфидно-карбонатной руде в последовательности халькопирит (Хп) с вкрапленностью пирита (Пи) — блеклая руда (Бл) — штернбергит + халькопирит + марказит (светлая полоска — см. фото 41) — сидерит (Сд). Аншлиф, увел. 6.
- Фото 41.** (Фрагмент). Образование на блеклой руде (Бл) зональной каймы халькопирита (Хп), штернбергита (Шб), марказита (Мк), пластинок марказита с халькопиритом (Мк + Хп). Темное — сидерит (Сд), черное — дефекты полировки. Аншлиф, николи +, увел. 80.
- Фото 42.** Разорванная пластинка скрытокристаллического пирита (Пи) цементуруется кварцем (Кв) и кальцитом (Кц) с антимонитом (Ан). Внизу полоса пирита. Аншлиф, увел. 6.
- Фото 43.** Пересечение арсенопирит-кварцевого агрегата прожилком турмалина (Тур). Белое — кварц (Кв), черное — кристаллы арсенопирита. Шлиф, николи ||, увел. 22.
- Фото 44.** Арсенопирит (черное), рассеченный прожилками из толстопризматических кристаллов турмалина (Ту) и карбоната (Кб). Шлиф, николи ||, увел. 78.

Сарылахское месторождение

- Фото 45.** Выделения самородного золота (Зол) между чешуйками мусковита (Му). Белое вокруг — антимонит (Ант). Аншлиф, увел. 180.
- Фото 46.** Поллизернистая золотина. Протравлено в парах царской водки. Аншлиф. Увел. 500.
- Фото 47.** Гипергенное золото (Зол) в сростании с валентинитом (Вл) на контакте кварца (Кв) и антимонита (Ант). Аншлиф, увел. 90.
- Фото 48.** Фестончатые и губчатые формы гипергенного золота. В центре — реликт первичного золота. Аншлиф. Увел. 500.
- Фото 49.** Сложная золотина на контакте кварца (Кв) и антимонита (Ант). Серое — валентинит (Вл). Аншлиф, ув. 180.
- Фото 50.** Прожилки вторичного золота по трещинкам в кварце (Кв) вокруг первичной золотины (Зол.) Аншлиф, увел. 500.

Верховье р. Индигирки

- Фото 51.** Сростание гудmundита (Gd) с бертьеритом (Brt) и самородной сурьмой (Sb). Темно-серое — сурьмяные окислы. Аншлиф, увел. 400.
- Фото 52.** Вкрапленность самородной сурьмы (Sb) в бертьерите (Brt). Черное — кварц. Аншлиф, увел. 400.
- Фото 53.** Веерообразные агрегаты антимонита (Ant) с валентинитом (Wt) вокруг самородной сурьмы (Sb). Q — кварц; Aspy — арсенопирит. Аншлиф, увел. 100.
- Фото 54.** Замещение самородной сурьмы (Sb) антимонитом (Ant). Q — кварц. Аншлиф, увел. 100.

Аляскитовое месторождение

- Фото 55.** Новообразования апатита (Ap) в грейзене. Шлиф, николи ||, увел. 50.
- Фото 56.** Друза кристаллов апатита. Штуф, нат. величина.
- Фото 57.** Зональный кристалл апатита. Шлиф, николи ||, увел. 50.
а — ядро — синеватый апатит; б — зона бесцветного пористого апатита; в — внешняя зона — розоватый апатит.
- Фото 58.** Кристалл кварца, обросший флюоритом. На флюорите — шпирт. Увел. 2.
- Фото 59.** Ассоциация розоватого апатита (Ap) с мелкочешуйчатым мусковитом (M_s), апофиллитом (Af) и варисцитом (W_s). Шлиф, николи +, увел. 100.



Фото 1.



Фото 2.



Φοτο 3.



Φοτο 4.

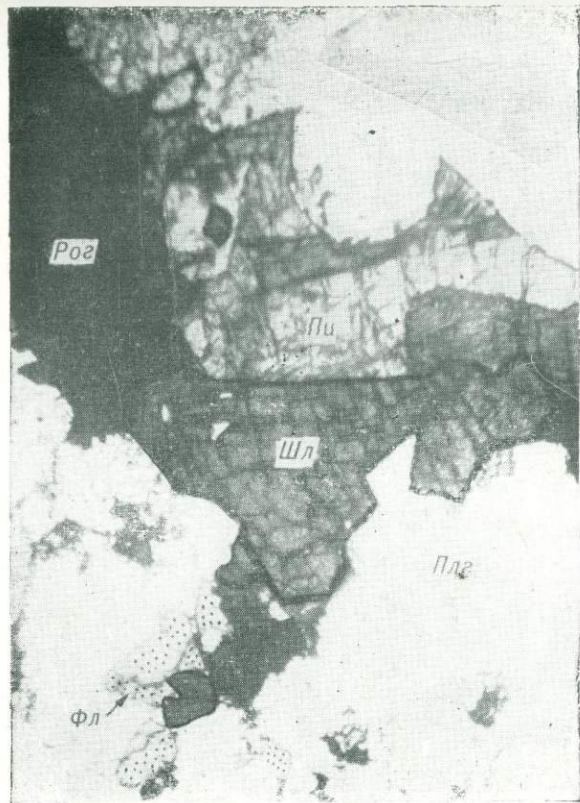


Фото 5.



Фото 6.

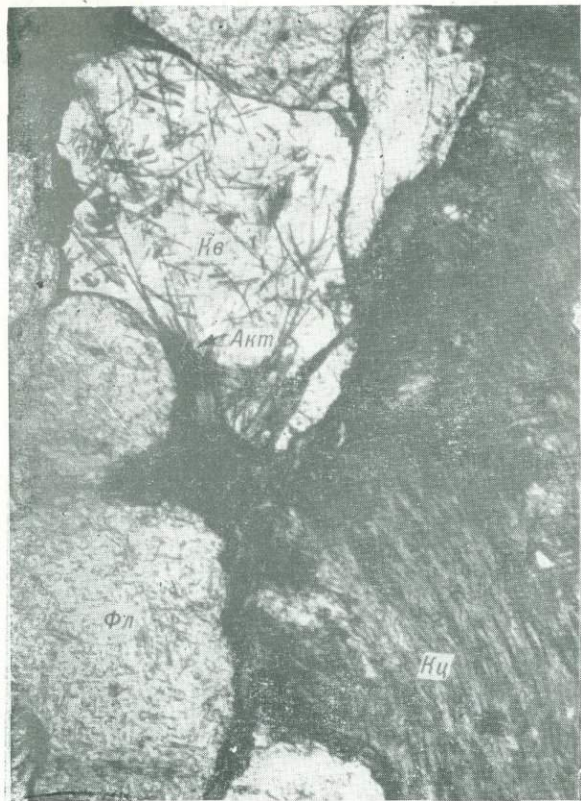


Фото 7.

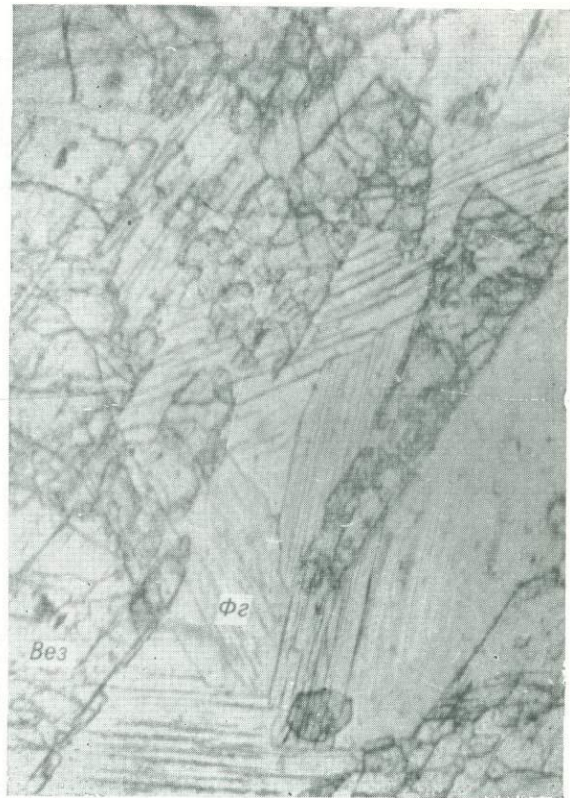


Фото 8.

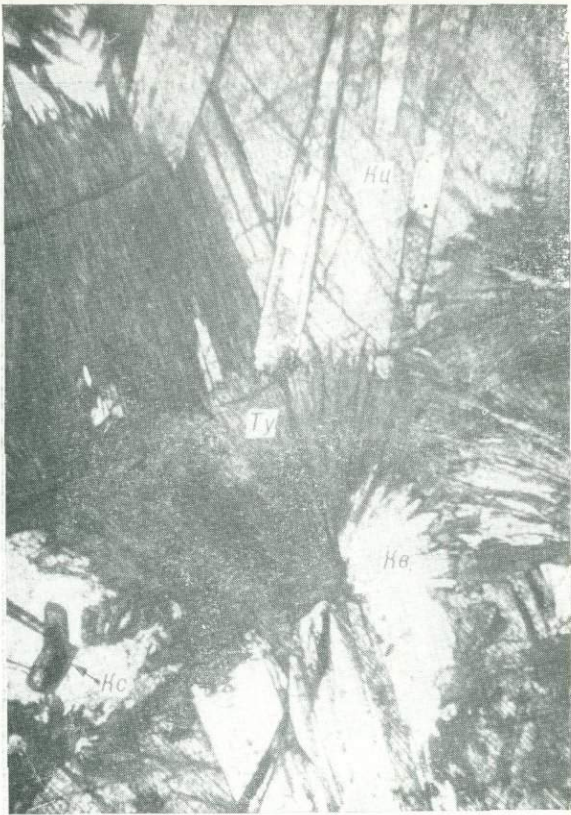


Фото 9.



Фото 10.



Фото 11.



Фото 12.

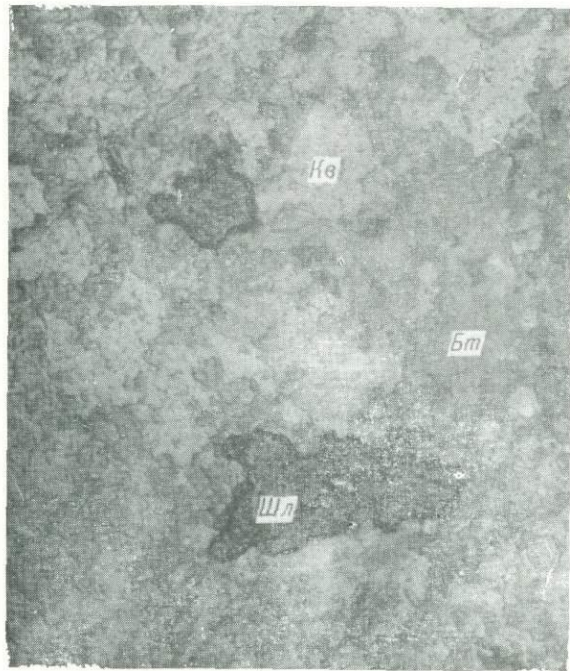


Фото 13.



Фото 14.



Фото 15.



Фото 16.

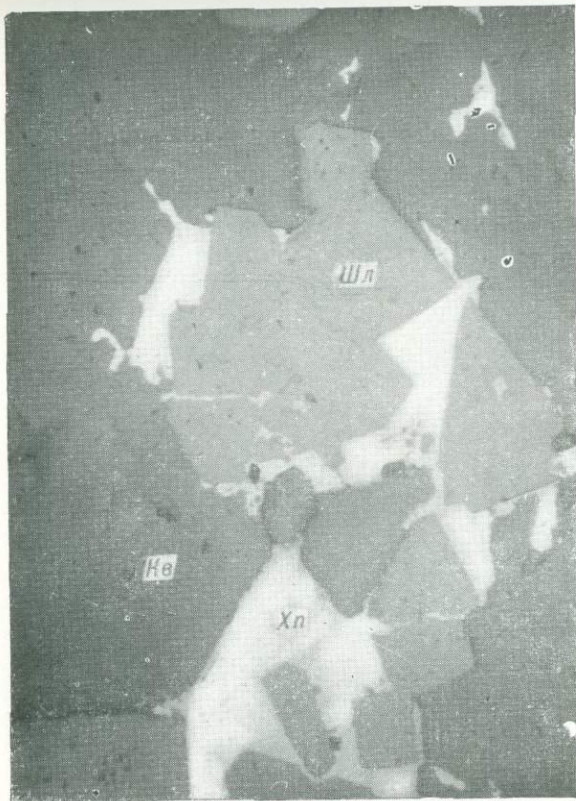


Фото 17.



Фото 18.

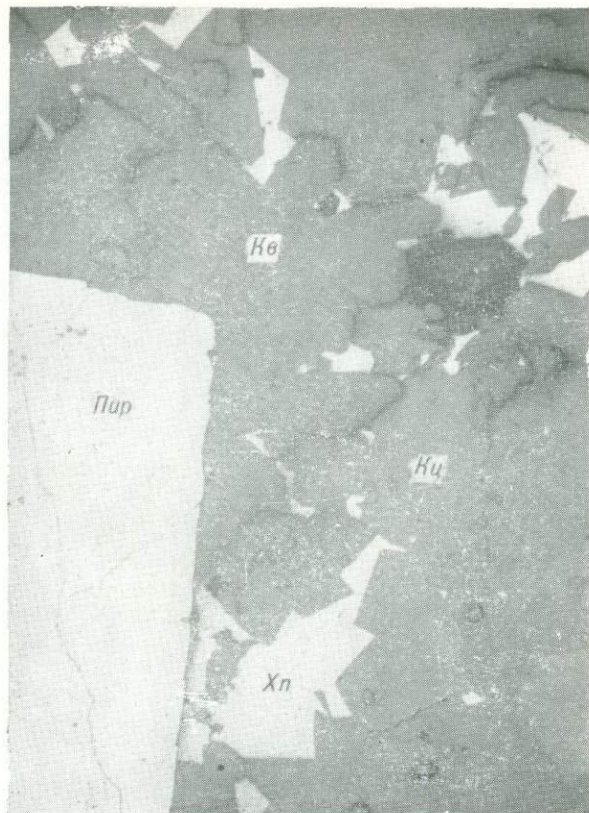


Фото 19.

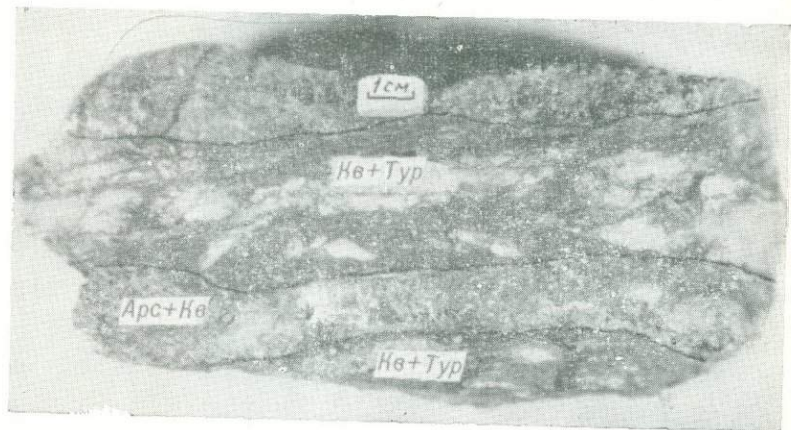


Фото 20.





Ф О Т О 23.



Ф О Т О 24.



Фото 26.



Фото 25.

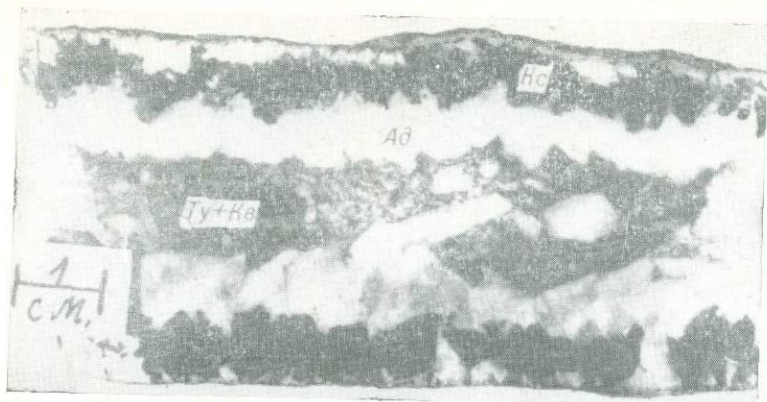


ФОТО 27.

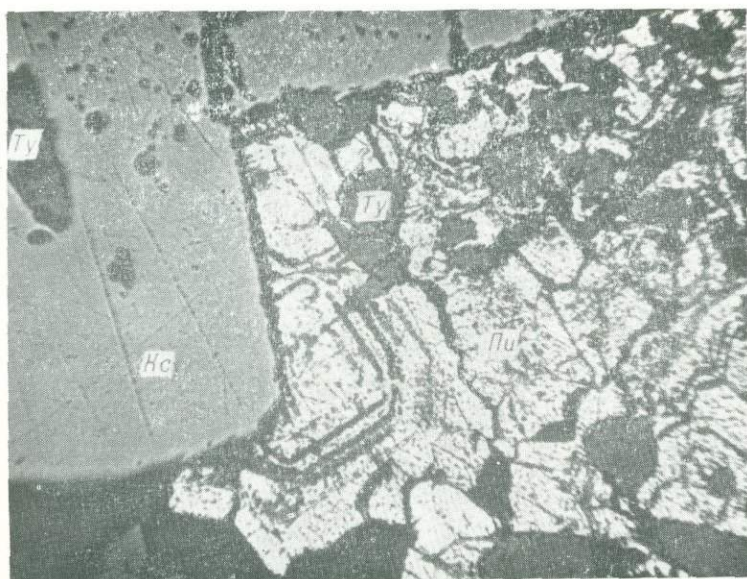


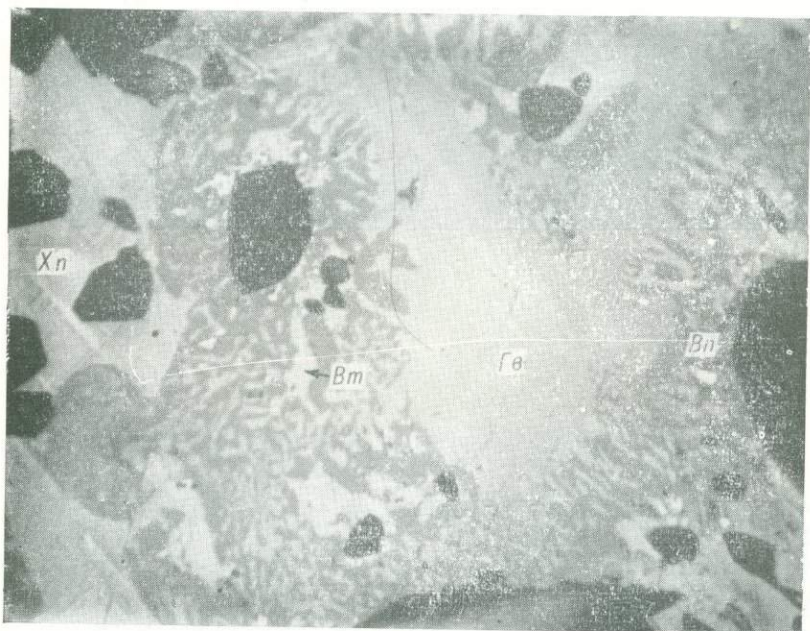
ФОТО 28.



Фото 29.



Фото 30.



Φ Ο Τ Ο 31.

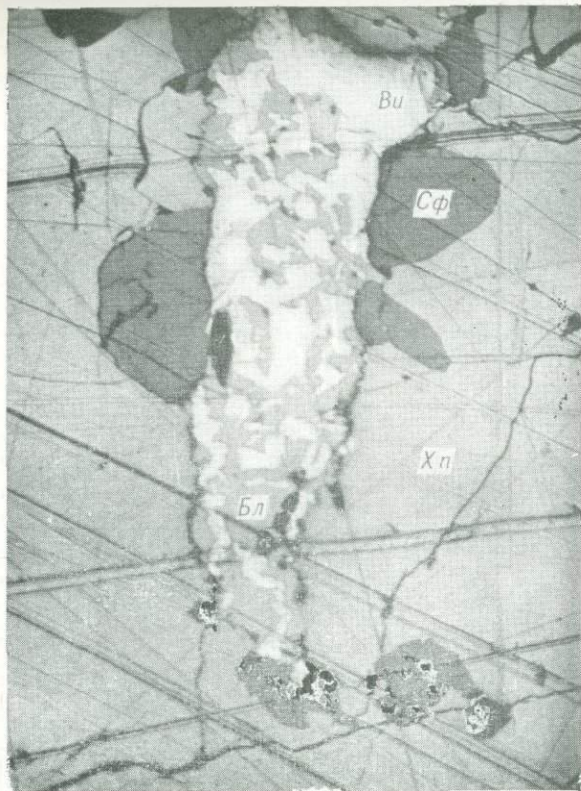


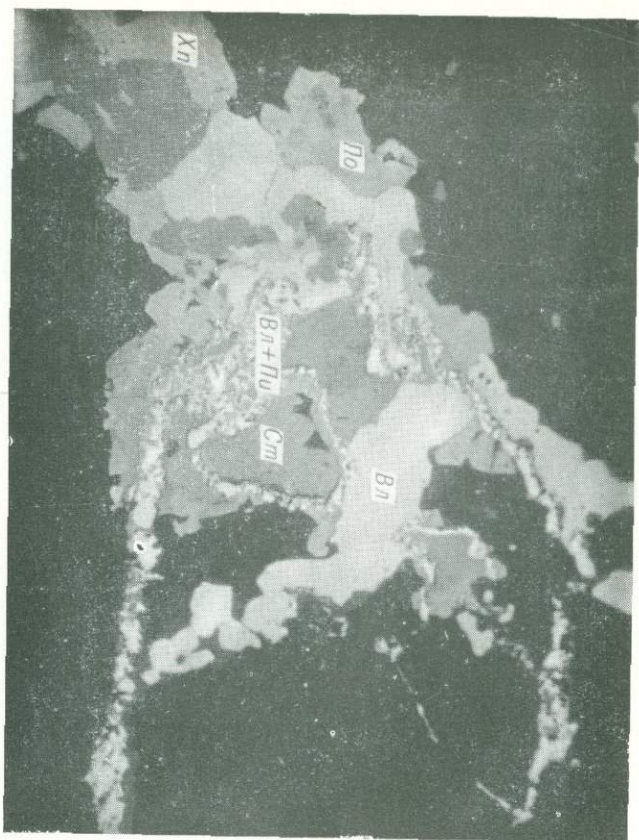
Фото 32.



Фото 33.



Фотото 34.



Фотото 35.



Фото 36.

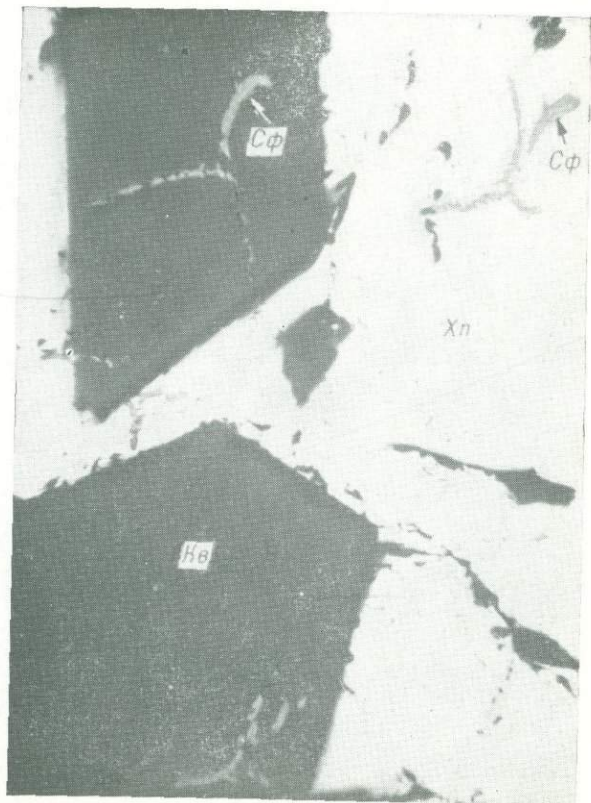


Фото 37.

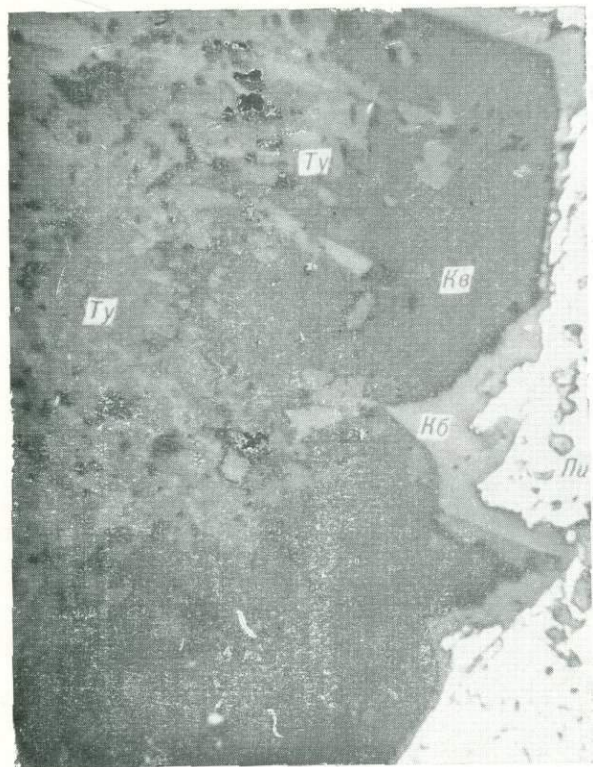


Фото 38.

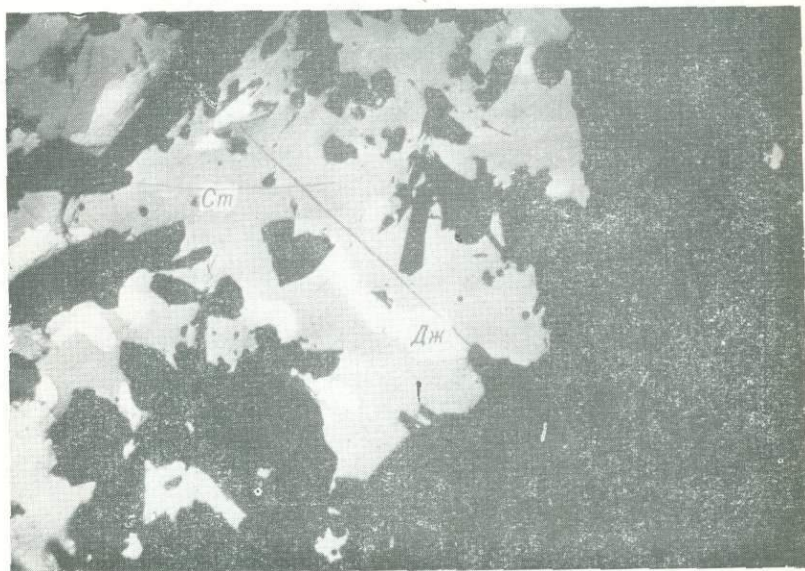


Фото 39.

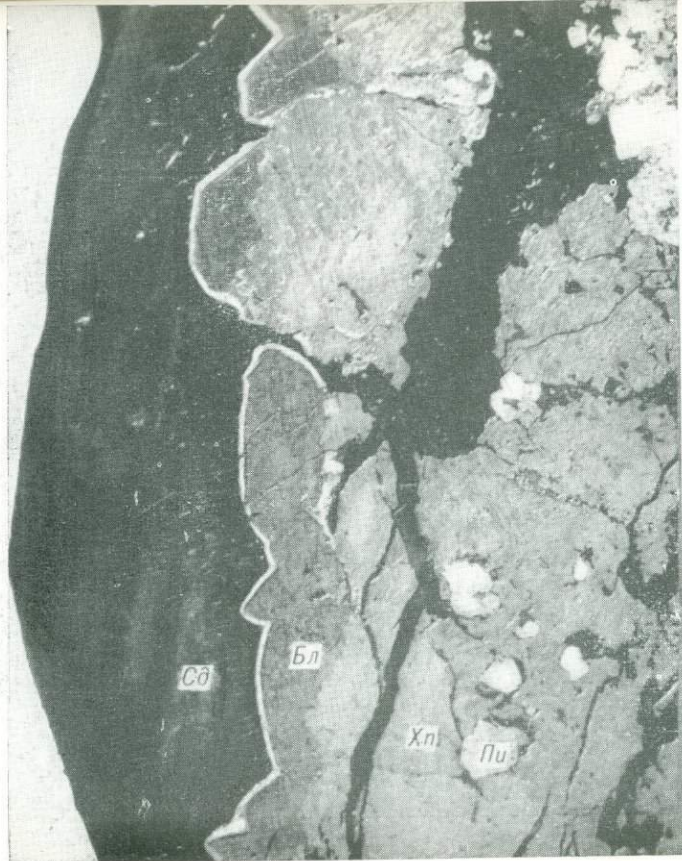


Фото 40



Фото 41.

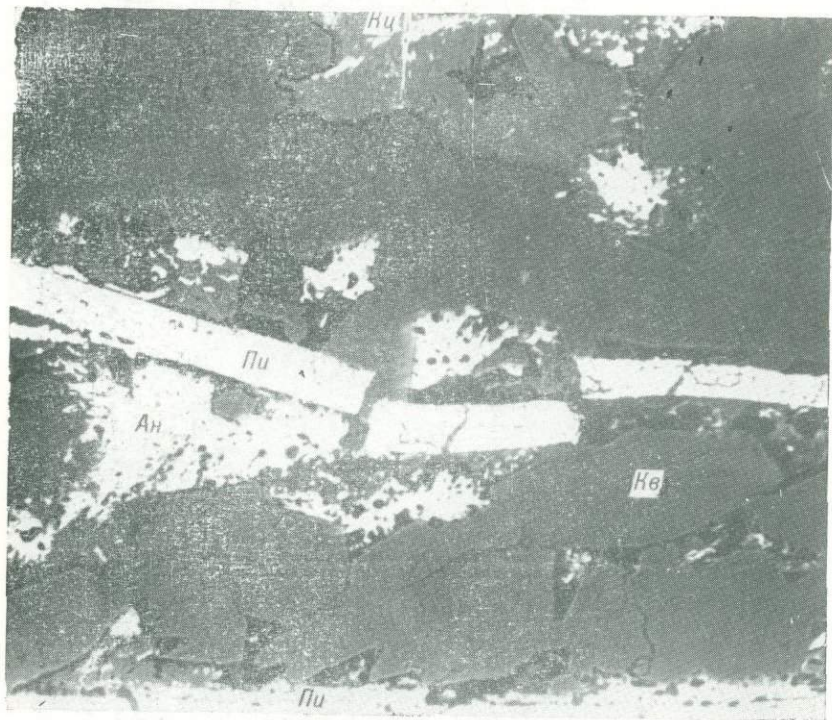


Фото 42.

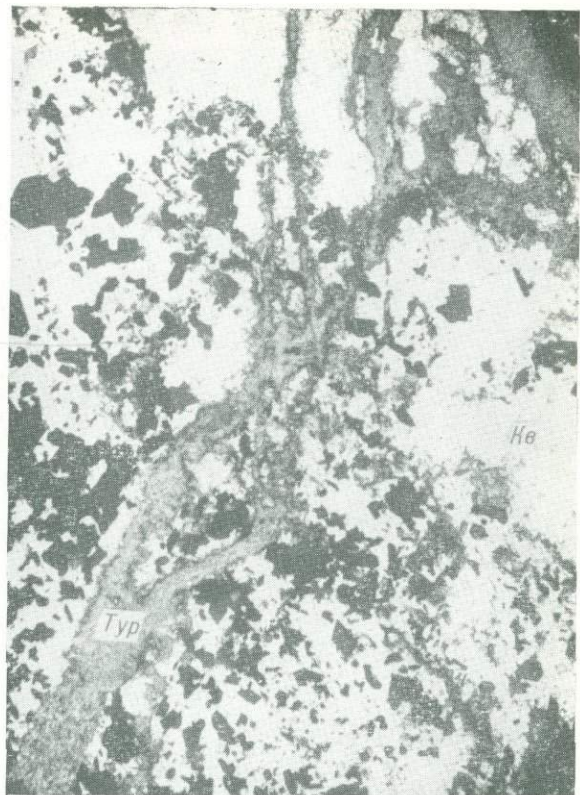


Фото 43.



Фото 44.

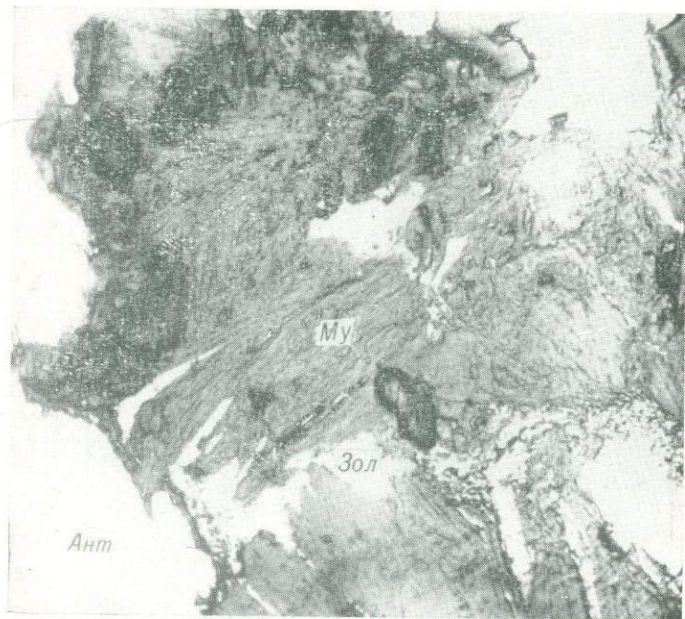


Фото 45.

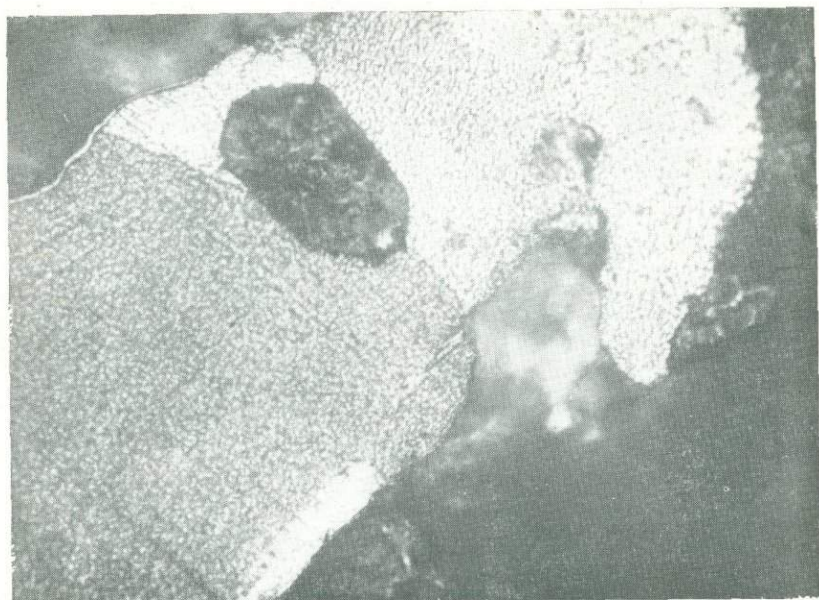


Фото 46.

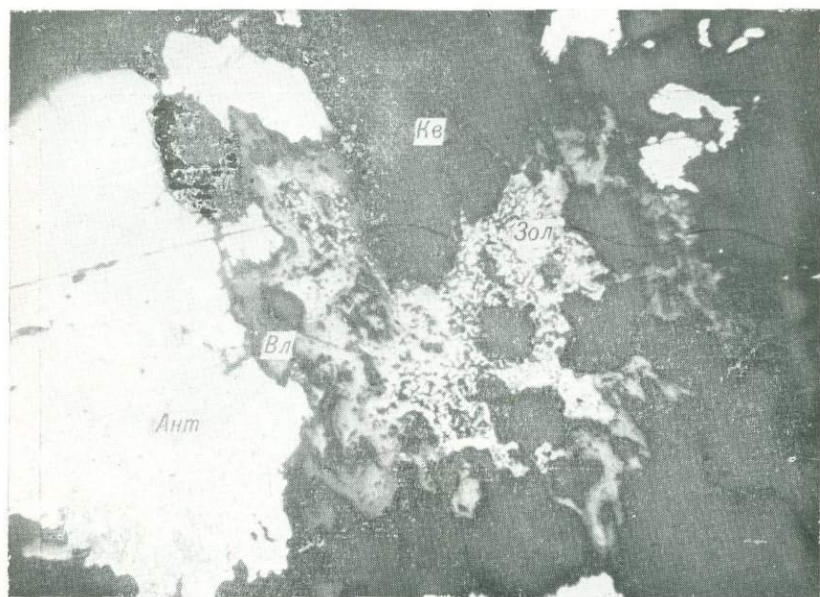


Фото 47.

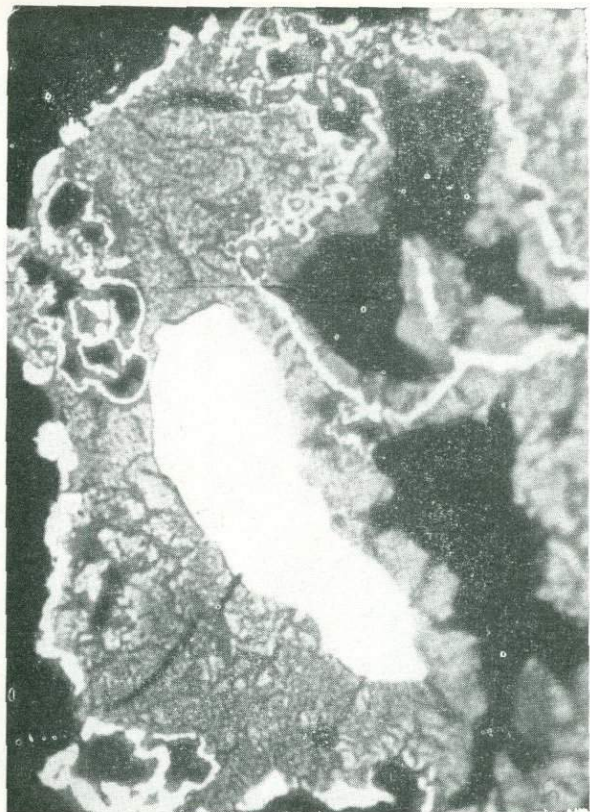


Фото 48.

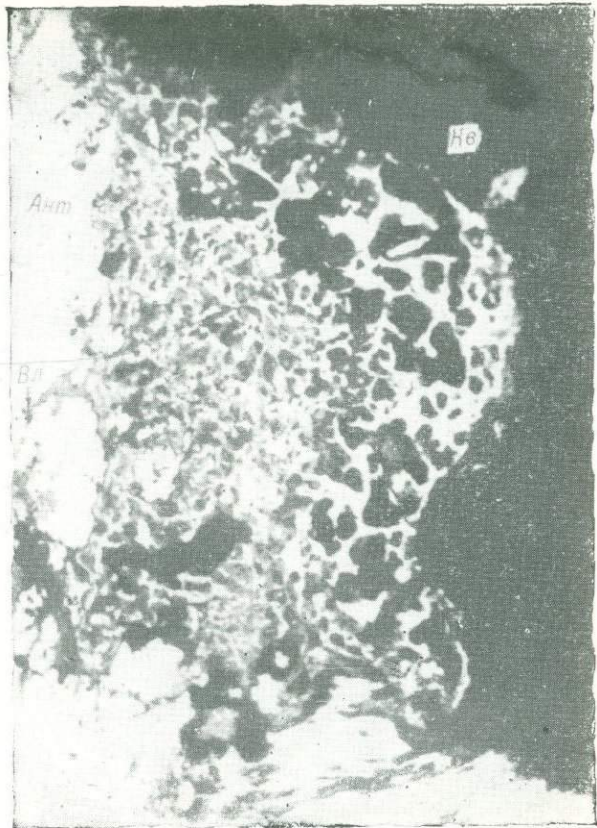


Фото 49.

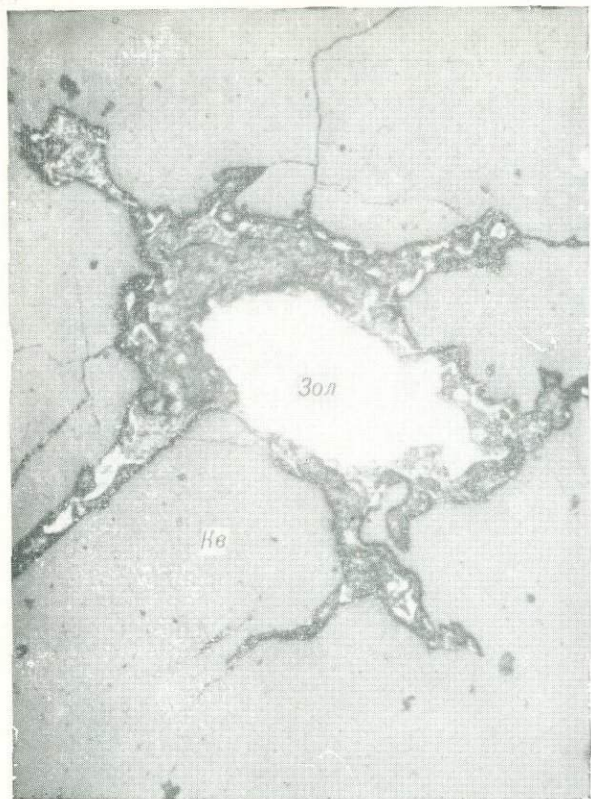


Фото 50.

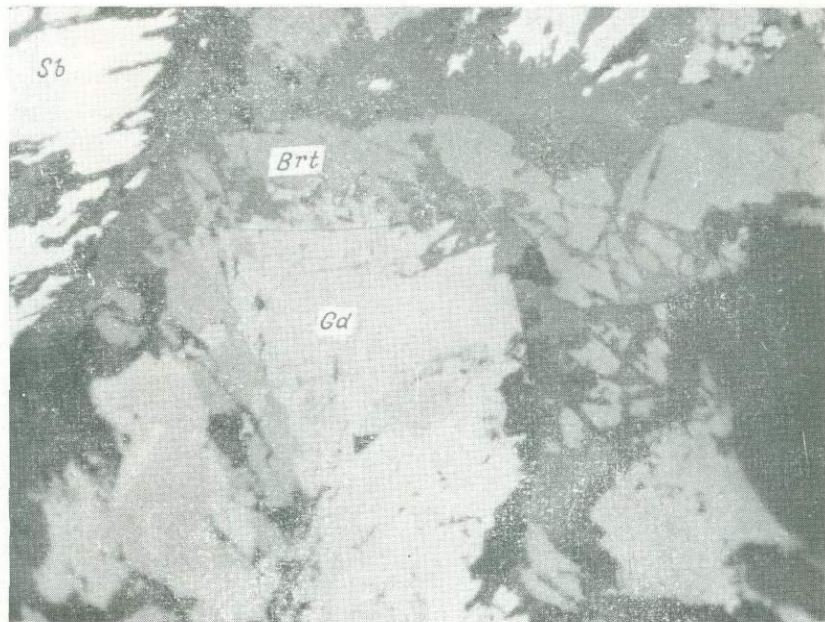
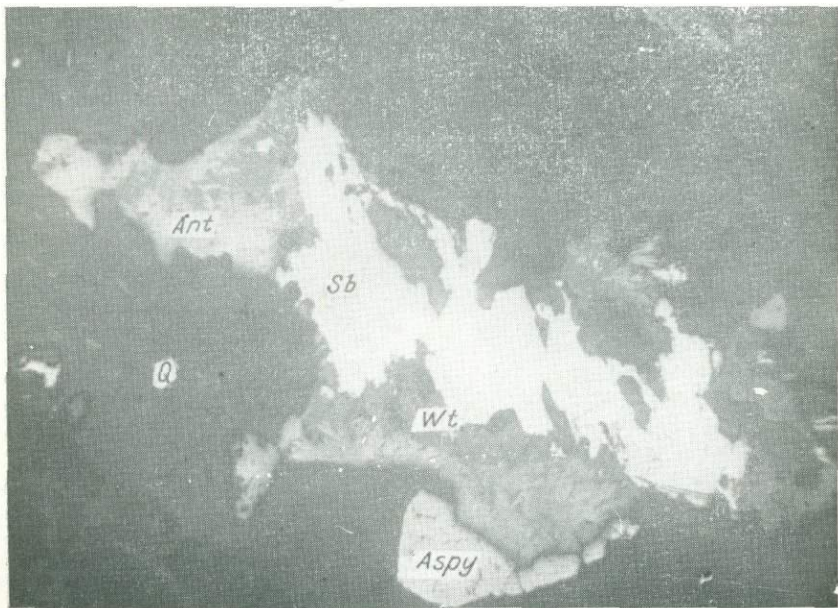


Фото 51.



Φ ο τ ο 52.



Φ ο τ ο 53.

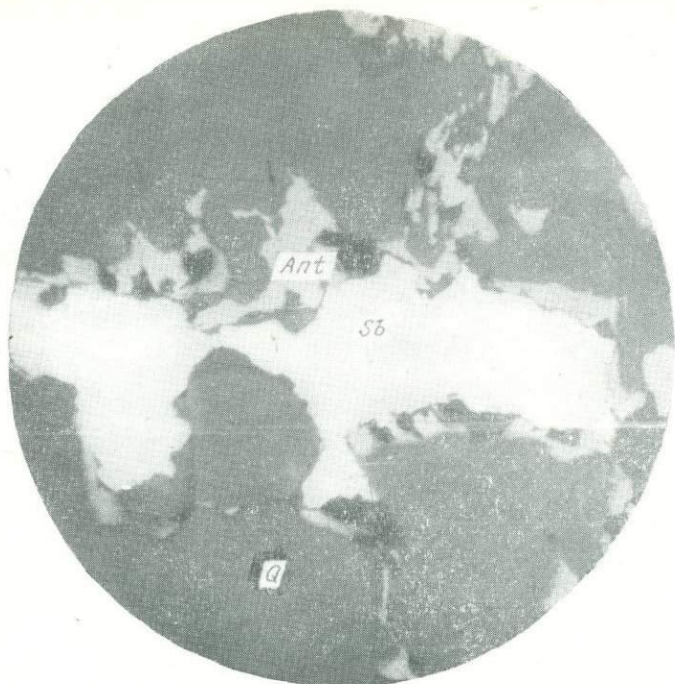


Фото 54.



Фото 55.

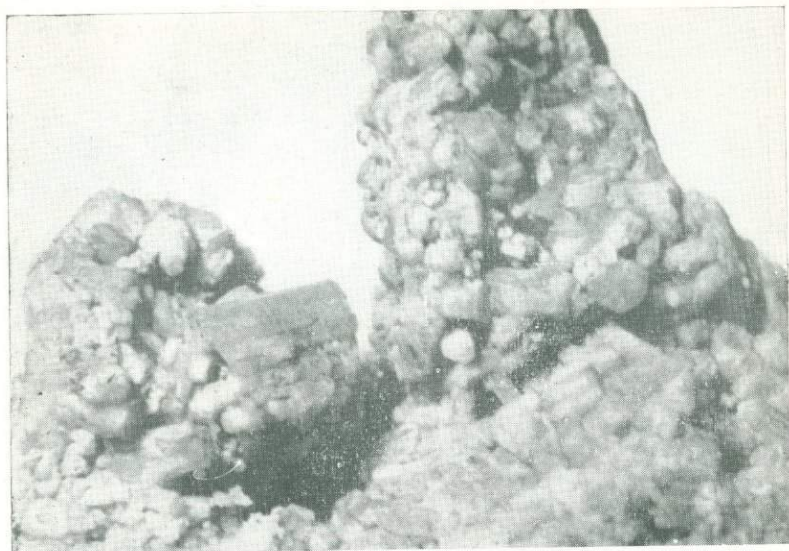


Фото 56.

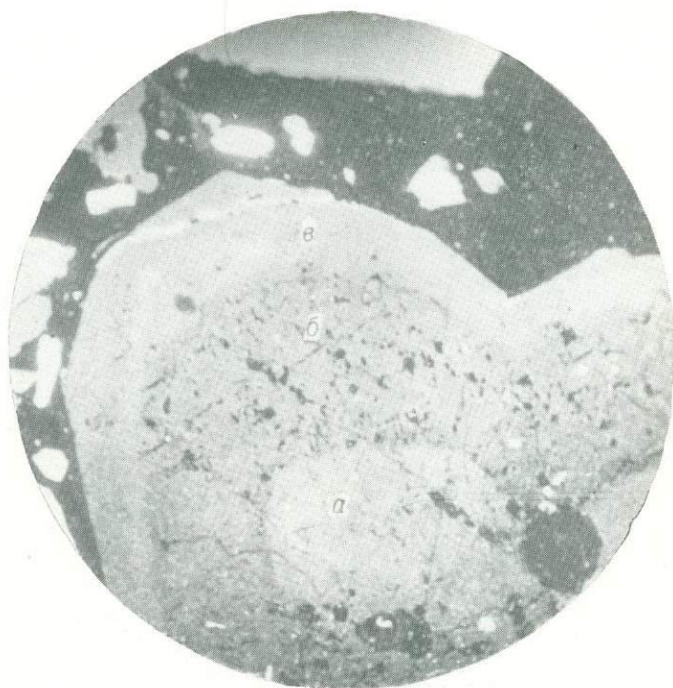
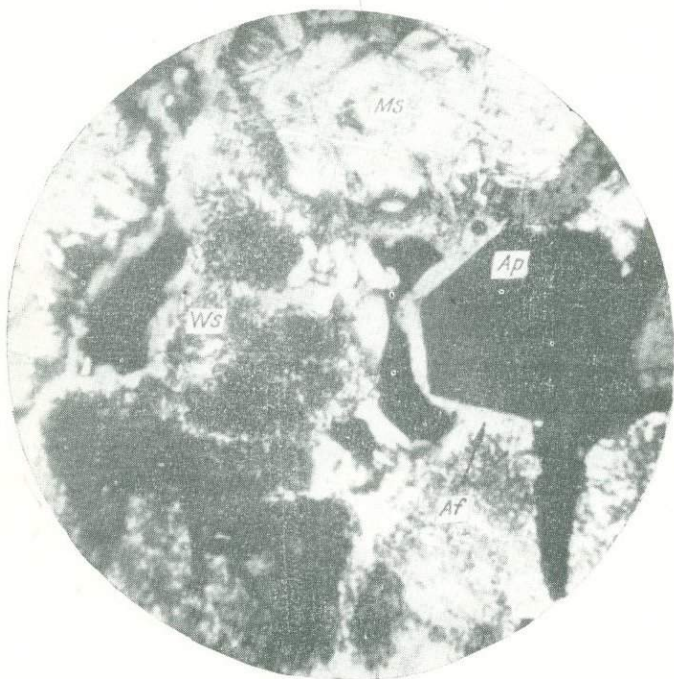


Фото 57.



Φ ο τ ο 58.



Φ ο τ ο 59.

СОДЕРЖАНИЕ

Б. Л. Флеров, А. В. Дорофеев, Б. Я. Бичус, А. Ш. Ганеев, Ю. Я. Жданов, Л. Н. Индолев. Минералогия и генезис Чыбагалахского месторождения оловоносных скарнов	3
Б. Л. Флеров, Б. Я. Бичус, В. П. Коростелев. Скарновое медно-вольфрамовое месторождение	41
Б. Л. Флеров. Минеральные парагенезисы Валькумейского месторождения	64
Л. Н. Индолев, П. М. Кошик, Ю. Я. Жданов. Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения	92
Л. Н. Индолев, Г. Г. Невойса, З. Ф. Парина, Ю. Я. Жданов, И. С. Брызгалов, Я. В. Яковлев. Новые данные о блеклых рудах и вопросы изоморфизма серебра и меди	109
Л. Н. Индолев, Г. Г. Невойса, З. Ф. Парина. Новые данные о сульфоантимонитах свинца и серебра из месторождений Западного Верхоянья	119
Г. Н. Гамянин. Первая находка самородной сурьмы в Северо-Восточной Якутии	125
Г. Н. Гамянин, Д. А. Кулагина. Зональный апатит из вольфрамового месторождения Аляскинского	134
Я. В. Яковлев, П. П. Лебедев. Температура образования оловорудных месторождений Яно-Борулахского междуречья	147
Ш. Я. Некрасов, Л. В. Сплавина. Об условиях образования сульфидов олова и касситерита в системах $\text{Sn}-\text{S}-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{SnO}-\text{Na}_2\text{S}-\text{H}_2\text{O}$	156
Приложение	177

МИНЕРАЛОГИЯ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Ответственный редактор *Борис Леонидович Флеров*

Редактор *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *Э. С. Филонычева*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректор *С. С. Рясенцева*

Сдано в набор 21 августа 1973 г. Подписано в печать
28 марта 1974 г. МН 00535. Бумага № 2 60×90¹/₁₆. 11 печ. л. +
+2,5 печ. л. на мел. бум. +1 вкл., 16,3 уч.-изд. л. Заказ № 152.
Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 46 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Ново-
сибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новоси-
бирск, 77, Станиславского, 25.

Б. Л. Флеров, А. В. Дорофеев, Б. Я. Бичус, А. Ш. Ганеев, Ю. Я. Жданов, Л. Н. Индолев. Минералогия и генезис Чыбагалахского месторождения оловоносных скарнов. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 3—41.

Чыбагалахское месторождение оловоносных скарнов (Восточная Якутия) образовано на контакте с гранитным массивом. Описаны минералы ассоциаций — магнетитовых скарнов, известковых скарнов, грейзенов и апоскарновых грейзенизированных пород и сульфидной, подкрепленные оптикой и химическими анализами. В метасоматической колонке грейзенизированных пород выделяются зоны: грейзенизированных кварц-кальцит-мусковитовых грейзенов, апоскарновых мусковит-турмалиновых грейзенов, аксинит-актинолитовой апоскарновой породы, в которой концентрируется большая часть олова. Делается вывод о разделении процессов на 4 стадии, которые параллелизуются со стадиями на оловорудных месторождениях в алюмосиликатных породах.

Илл. 17, библи. 21, табл. 7.

Б. Л. Флеров, Б. Я. Бичус, В. И. Коростелев. Скарновое медно-вольфрамовое месторождение. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 41—64.

Скарновое месторождение (Восточная Якутия) представлено скарнированным пластом известняка в контактовой зоне нескрытого массива гранитоидов. Минеральный состав залежи описан по четырем ассоциациям: скарновой, шеллит-кварцевой, сульфидной и кальцитовой, которые соответствуют стадиям рудного процесса. Шеллит образуется при биотитизации роговиков, в диорксовых скарнах, шеллит-кварцевых (главная часть) и сульфидных рудах. Руды бедны свинцом и цинком и почти стерильны от олова и бора, чем отличаются от соседних оловянных месторождений. Даются поисковые рекомендации.

Илл. 14, библи. 7, табл. 4.

Б. Л. Флеров. Минеральные парагенезисы Валькумейского месторождения. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 64—92.

На Валькумейском оловорудном месторождении (Западная Чукотка) описаны парагенезисы в последовательности смены: альбитовый, калиевый полевой шпат и кварц-биотитовый, касситерит-адуляриновый, серицит-кварцевый, кварц-турмалиновый, касситерит-кварцевый, сульфидный, пирит-карбонатный, карбонатно-сульфидный, сульфосольно-карбонатный.

Определения минералов подтверждены оптикой, рентгеноскопией и химическими анализами. Рудный процесс разделен на стадии: альбитовую, биотитовую, кварц-турмалиновую, касситерит-сульфидно-турмалин-кварцевую, сульфидную, антимонит-кварц-кальцитовую с неполным набором парагенезисов. Более высокотемпературных для ранних стадий. В сульфидную стадию в раннем парагенезисе вместо турмалина выделяется хлорит.

Илл. 24, библи. 21, табл. 5.

Л. Н. Индолев, И. М. Кошик, Ю. Я. Жданов. Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 92—108.

Месторождение приурочено к региональному Тарыно-Адычанскому разлому и представлено антимонит-кварцевыми жилами в зоне расщеплен анирсреди триасовых терригенных пород. Рудное тело имеет ломаное строение. Рудные столбы приурочены к меридиональным и пологим отрезкам, относительно бедные руды — к северо-западным и крутым. Между содержаниями золота и сурьмы отмечается прямая зависимость, но выделения золота тяготеют к кварцу, сам антимонит не золотосен. Гипергенное золото ассоциирует с окислами сурьмы и серой, развиваясь по гипогенному на контакте кварца и антимонита без существенного переноса металла. Проба золота 994. Отмечается большая роль электрохимических процессов в его образовании.

Илл. 14, библи. 5, табл. 1.

Л. Н. Индолев, Г. Г. Невойса, З. Ф. Парникова, Ю. Я. Жданов, П. А. Брызгалов, Я. В. Яковлев. Новые данные о блеклых рудах и вопросы изоморфизма серебра и меди. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 109 — 119.

На основании 9 полных анализов сурьмяных блеклых руд с различными (до 22%) содержаниями серебра, данных рентгенометрии и анализа литературных источников делается вывод о прерывистом ступенчатом характере изоморфизма медь — серебро. Для интервала 0—13% серебра в тетраэдрите предложено уравнение для определения состава по величине $a_0 = 10,34 + 0,012c$, где c — содержание серебра в вес.%.
Установлено многофазное строение высокосеребристых разновидностей блеклых руд и значительные колебания в содержаниях основных компонентов в пределах зерна: для серебра от 13 до 33% для меди — от 6 до 23%. Определен состав смежных фаз, отличающихся по содержанию серебра и меди:

Компоненты	Темная фаза		Светлая фаза	
	вес. %	атомные отношения	вес. %	атомные отношения
Ag	21,2	3,5	33,2	5,6
Cu	22,6	6,4	14,6	4,2
Zn	1,2	0,3	1,6	0,4
Fe	5,6	1,8	5,6	1,8
Sb	29,3	4,3	27,0	4,0
S	19,8	11,0	18,0	10,0
Сумма	99,7		100,0	

Примечание. Микроанализ Н. П. Еремина на анализаторе IXA-5.

Многофазовое строение подтверждается многомодальным характером распределения микротвердости и результатами травления ацтифлов. Образование высокосеребристых разновидностей блеклых руд связывается с диффузионным замещением меди серебром, которым последовательно обогащается гидротермальный раствор. Термин фрейбергит предлагается закрепить только за сурьмяными блеклыми рудами, содержащими не менее 13 вес.% серебра.

Илл. 4, библи. 12, табл. 5.

Л. Н. Индолев, Г. Г. Невойса, З. Ф. Парникова. Новые данные о сульфоантимонитах свинца и серебра из месторождений Западного Верхоянья. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 119 — 125.

Приведены 4 полных химических анализа овихита, 3 — диафорита и 1 — пираргирита. Для овихитов наблюдается уменьшение содержания серебра по сравнению с нормой на 2,2%, что согласуется с выделенной Д. А. Тимофеевским разностью овихита. Микротвердость 92,6—106,8 кг/мм², уд. вес.— 5,88—6,37. Состав диафорита и пираргирита близок к теоретическому. В диафорите из собственно серебряных месторождений отмечается пониженное содержание свинца по сравнению с сербросвинцовыми. Микротвердость 204—251 кг/мм², в среднем 200 кг/мм². Допускается изоморфное вхождение мышьяка в решетку.

Библи. 8, табл. 3.

Г. Н. Гамянин. Первая находка самородной сурьмы в Северо-Восточной Якутии. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 125—133.

Самородная сурьма обнаружена в кварц-сульфидных жилах экзоконтакта Тобычского гранитоидного массива (басс. р. Индигирки). Кривые дисперсии отражательной способности сурьмы характеризуются последовательным снижением ($\max 74,4—70,6$; $\min 71,5—65,0$), а величина двутражения — возрастанием к красной области спектра. Микротвердость $55,3—89,3$ кг/мм², коэффициент анизотропии — 1,61. Для данного рудопроявления в системе Fe—Sb—S выделены три парагенетические ассоциации: самородная сурьма — гудmundит — бергтерит; пирротин — гудmundит — бергтерит; антимонит — пирит. Разбираются условия образования ассоциаций и причина первичности пирит-антимонитовой ассоциации с предшествующими.

Илл. 7, библи. 18, табл. 3.

Г. Н. Гамянин, Д. А. Кулагина. Зональный апатит из вольфрамового месторождения Аляскистовое (Восточная Якутия). Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 134—147.

В вольфрамовом месторождении Аляскистовое (басс. р. Индигирки), залегающем в штоке гранит-порфиров, широко развиты апатитовые грейзены с друзами кристаллов апатита. Крупные кристаллы апатита зональные. Ядро — синеватый апатит, внешняя зона — розоватый апатит, переходная зона — бесцветный пористый апатит. Приведены химические анализы всех разновидностей. Отмечаются изменения в содержании Mn, Mg, Al, F и связанное с этим изменение ряда физических констант апатита: удельного веса, параметров ячейки, показателей преломления, люминесценции. Обсуждаются условия образования зонального апатита.

Илл. 8, библи. 24, табл. 4.

Я. В. Яковлев, П. П. Лебедев. Температура образования оловянных месторождений Яно-Борулахского междуречья. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 147—156.

Температуры формирования месторождений касситерит-кварцевой (Кестерское, Киргилыхское) и касситерит-сульфидной (Эге-Хайское) формаций, определенные в основном методом гомогенизации газовой-жидких включений в минералах, близки $450—130^\circ\text{C}$. Полученные данные говорят о прерывистом поступлении растворов на Эге-Хайском и Киргилыхском месторождениях и независимой температурной зональности на Эге-Хайском и Киргилыхском месторождениях.

Илл. 1, библи. 22, табл. 2.

Н. Я. Некрасов, Л. В. Сивавина. Об условиях образования сульфидов олова и касситерита в системах $\text{Sn—S—H}_2\text{O}$ и $\text{SnO—Na}_2\text{S—H}_2\text{O}$. Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 156—174.

Проведены термодинамические расчеты, необходимые для построения диаграмм $Eh—\lg a_{\text{H}_2\text{S}}$ при 298° , 473° и 673°K системы $\text{Sn—S—H}_2\text{O}$. Описаны условия гидротермального синтеза четырех стабильных сульфидов олова (SnS , Sn_3S_4 , Sn_2S_3 и SnS_2) и касситерита, а также исследованы их фазовые соотношения (по экспериментальным данным) в зависимости от $t^\circ\text{C}$, pH растворов и активности серы в системе [S]. Опыты проведены в автоклавах при температуре $200—550^\circ$, при постоянной величине Eh, фиксируемой количеством SnO или $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Расчетные и экспериментальные данные показали, что для образования простых сульфидов олова наиболее благоприятны кислые растворы (pH=0—4), умеренновосстановительная обстановка (Eh от 0 до $-0,2\text{V}$) и низкие температуры ($200—300^\circ\text{C}$). Экспериментально показано, что с увеличением концентрации серы [S] в системе при прочих равных условиях ассоциация герценбергит (SnS) — касситерит сменяется сначала ассоциацией $\text{SnS—Sn}_3\text{S}_4$, затем $\text{Sn}_3\text{S}_4—\text{Sn}_2\text{S}_3$ (отеманит) и, наконец, $\text{Sn}_2\text{S}_3—\text{SnS}_2$ (бердтит) при низкой температуре ($200—300^\circ\text{C}$) или $\text{SnS}_2—\text{SnO}_2$ при $t > 400^\circ$.

Отмечено, что наиболее широкого развития сульфидов олова следует ожидать в рудах низкотемпературных месторождений касситерит-сульфидной формации в ассоциации с пиритом и станным (герценбергит). Нахождение в рудах одного или нескольких простых сульфидов олова позволяет достоверно оценивать окислительно-восстановительные условия и определить пределы концентрации ионов сульфидной серы S^{2-} в растворах в период их образования.

Илл. 5, библи. 25, табл. 7.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА « НАУКА »**

готовит к выпуску следующие книги:

1. **Ивсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г.** Строение, история, развитие, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны.
2. **Сафронов А. Ф.** Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхооянского прогиба.
3. **Шаповалова И. Г.** Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630076, Новосибирск-76, Красный проспект, 51. Магазин «Академкнига».

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
22	8 сверху	$2\text{VO}_3^{3-} - 2\text{F}^-$	$2\text{VO}_3^{3-} + 2\text{F}^-$

Минералогия эндогенных месторождений Якутии.

Цена 1 р. 46 к.

955